Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes

Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese

Vassilios Voultsidis

1973

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554605_0032

PETROGRAPHISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN AMPHIBOLITEN DES BAYERISCHEN WALDES

Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Vassilios Voultsidis

München 1973

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1.Berichtserstatter: Prof.Dr.G.Troll

2.Berichtserstatter: Prof.Dr.H.G.Huckenholz

Tag der mündlichen Prüfung: 22.Mai 1973

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	E I N L E I T U N G	1
1.1.	Zielsetzung	1
1.2.	Die geologische Situation	2
2.	GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHER TEIL	5
2.1.	Geologisch-petrographische Unterscheidungskriterien zwischen Ortho- und Paraamphiboliten .	5
2.2.	Übersicht über das geologische Auftreten	8
2.3.	Einteilung nach petrographischen Gesichtspunkten	10
2.4.	Mikroskopische Beschreibung der Amphibolite .	12
2.4.1.	Meta-Ultrabasit von der Löwmühle (V-46)	12
2.4.2.	Amphibolite mit "gabbroiden" Mineral- und Gefügerelikten (Gabbroamphibolite)	14
a)	Vorkommen Hochberg (V-15,V-16) und Vocking (V-19)	14
b)	Ehemaliger Olivingabbro;Vorkommen Ruhmannsberg (V-77)	19
2.4.3.	Der Eklogitamphibolit von Sternschuß (V-20) .	19
2.4.4.	Amphibolite ohne Mineral- und Gefügerelikte .	22
2.4.4.1.	Amphibolite mit Kristallisationsschieferung .	22
2.4.4.1.1.	Plagioklas-Amphibolite (einschl.Quarz-Amphibolit (V-66) und Pyroxen-Amphibolit (V-29) ..	22
2.4.4.1.2.	Granatamphibolite	25
2.4.4.2.	Anatektisch und metasomatisch überprägte Amphibolite	27
2.4.4.2.1.	Biotitamphibolite	27
2.4.4.3.	Die kontaktmetamorph überprägten Amphibolite.	31
2.4.4.3.1.	Der Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Ranzing (V-8)	32
2.4.4.3.2.	Der Hornfels-Amphibolit von Schauerbach (V-80)	34
2.4.4.3.3.	Der Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Schachten (V-3,V-4)	35
2.5.	Metamorphose und fazielle Entwicklung der Amphibolite	37
3.	GEOCHEMISCHER TEIL	48
3.1.	Die geochemische Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten	48
3.1.1.	Die Chrom- und Titangehalte der Amphibolite .	50

Seite

3.1.2. Die K_2O-Gehalte der Amphibolite 59
3.1.3. Unterscheidung mit Hilfe von Korrelationsdiagrammen 59
3.1.3.1. Das Diagramm c/mg (Abb.17) 61
3.1.3.2. Das Diagramm al-alk/c(Abb.18)..... 66
3.1.3.3. Das Diagramm 100mg/c/al-alk (Abb.19) 69
3.1.3.4. Das Diagramm MgO/CaO/Sm.FeO (Abb 20) 71
3.1.3.5. Die Diagramme TiO_2/mg (Abb.21),Cr/mg (Abb.22) Ni/mg (Abb.23),Cr/TiO_2(Abb.24) und Ni/TiO_2 (Abb.25) 73
3.1.3.6. Spurenelement-Korrelationsdiagramme zur Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphibolite 81
3.1.4. SHAW's "discriminant function" 87
4. Das Ausgangsmaterial der untersuchten Amphibolite..... 88
5. Chemismus und Klassifikation der Amphibole und Granate 91
6. Zusammenfassung 95

LITERATUR

Anhang: Analysemethodik I
Probenentnahme und Probenaufbereitung I
Die chemische Analyse der untersuchten Proben I
Die emmisionsspektrographische Spurenelement-Bestimmung II
Die Ermittlung des Hauptelementchemismus IV
Die Bestimmung der Anorthitgehalte der Plagioklase V

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand,abgesehen von einer achtmonatigen Unterbrechung,in den Jahren 1968 (Herbst) bis 1973 (Frühjahr) am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München.

Meinen hochverehrten Lehrer,Herrn Univ.Doz.Dr.G.Troll,möchte ich an dieser Stelle für die Übertragung der Arbeit und für die wertvollen Ratschläge bei der Durchführung danken.

Er unterstützte mich bei der Entnahme der Proben im Gelände und überlies mir bereits gesammeltes Material,sowie chemische Analysen und Modalanalysen.

Herrn Prof.Dr.H.G.Huckenholz,dem Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes,danke ich für die uneingeschränkte Erlaubnis zur Benutzung der Institutseinrichtungen und für die Bereitsstellung des Arbeitsraumes.

Gedankt sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Deutschem Akademischen Austauschdienst für die finanzielle Unterstützung.

Herr Dr.S.Schiemenz führte mich in die chemischen und spektrochemischen Analysemethoden ein,Frau G.Cammann und Frau M.Voultsidis leisteten mir wertvolle Hilfe bei der Durchführung der chemischen und spektrochemischen Analysen.Dafür sei gedankt.

Für die sprachliche Korrektur des Manuskripts möchte ich den Herren Dipl.Geol.D.Berner und Dipl.Geol.D.Knittel meinen Dank aussprechen,ebenfalls den Institutskollegen,die durch ihre Mitteilungen die Probenentnahme erleichtert haben.

ABKÜRZUNGEN

Mineralabkürzungen zu den Modalanalysen (Tab.2)

Aktin.=Aktinolith	Cum. =Cummingtonit	Plag.=Plagioklas
Amph. =Amphibol	Ep. =Epidot	Pyr. =Pyroxen
Antig.=Antigorit	Gran. =Granat	Qu. =Quarz
Ap. =Apatit	Hbl. =Hornblende	Ser. =Serizit
Bi. =Biotit	Kl.Chl.=Klinochlor	Tit. =Titanit
Chl. =Chlorit	kf. =Kalifeldspat	Zr. =Zirkon

Mineralabkürzungen zu den CIPW Normen (Tab.7)

ab=Albit	hy=Hypersthen	ne=Nephelin
an=Anorthit	il=Ilmenit	ol=Olivin
ap=Apatit	lc=Leuzit	or=Orthoklas
di=Diopsid	mt=Magnetit	Q =Quarz

Sonstige Abkürzungen

Bl. =Blatt;Topographische Karte 1:25000
ges. =Gesamt
Gew. =Gewicht
Kap. =Kapitel
n.b. =nicht bestimmt bzw. nicht bekannt (Tab.4,5)
ppm =Gram pro Tonne
Prob.Nr.=Probe Nummer
Schl.Nr.=Schliff Nummer
Sm. =Summe
Sp. =Spuren
Vol. =Volumen
Vork. =Vorkommen

Zeichenerklärung zu den Diagrammen (ohne Abb.17a und 18a)

● Amphibolite,Plagioklas-Amphibolite,Pyroxen-Amphibolit
■ Amphibolite am nördlichen Donauufer(ohne Granat-Amphibolite)
◆ Granat-Amphibolite am nördlichen Donauufer
▼ Biotit-Amphibolite
▲ Gabbroamphibolite
▪ Eklogitamphibolit
▪ Meta-Ultrabasit

-----=Trend bzw.Konzentrationsfeld I für Orthoamphibolite

———=Trend bzw.Konzentrationsfeld II für Paraamphibolite

Erläuterung der nicht allgemein üblichen Begriffe

Ortho:(griechisch=gerade)-Vorsilbe für magmatische Begriffe.

Para: (griechisch=neben)-Vorsilbe für sedimentäre Begriffe.

" -amphibolit (gr.zweideutig)-Amphibolit magmatischen (Ortho) bzw.sedimentären (Para) Ursprungs.

" -charakter (gr.Eigenart)-Magmatische (Ortho) bzw.sedimentäre (Para) Eigenart.

" -feld-Magmatisches (Ortho) bzw.sedimentäres (Para) Konzentrationsfeld für die Amphibolite.

" -gen (gr.Herkunft)-Magmatische (Ortho) bzw.sedimentäre (Para) Herkunft.

" -krat (gr.herrschen)-Vorherrschaft magmatischen (Ortho) bzw.sedimentären (Para) Materials im Amphibolit.

" -trend-Magmatische (Ortho) bzw.sedimentäre (Para) Tendenz.

1. E I N L E I T U N G

1.1. Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit petrographischen und geochemischen Untersuchungen an einer Reihe von Amphiboliten aus dem Bayerischen Wald.

Wichtigstes Ziel ist zunächst, die Frage nach dem Ausgangsmaterial dieser Gesteine zu klären. Dabei ist das Kernproblem, ob es magmatisch oder sedimentär war.

Die chemische Verwandtschaft der Amphibolite mit basischen Eruptivgesteinen einerseits und entsprechend zusammengesetzten Sedimente andererseits, läßt nur eine kleine Anzahl von Gesteinsarten als prämetamorphe Vorläufer der Amphibolite in Frage kommen:

1. Gesteine orthogener Natur wie (Ultrabasite), Gabbros, Diabase, Basalte im allg. und deren Tuffe,
2. Gesteine paragener Natur wie Kalk- bzw. Dolomitmergel,
3. Tuffite als gemischt orthogen-paragen und
4. Metasomatisch veränderte, verschieden zusammengesetzte Gesteine.

Die vierte Möglichkeit stellt eine besondere Art der Amphibolitentstehung dar, die man in drei verschiedenartige Vorgänge gliedern kann:

a) Metasomatische Stoffzufuhr in ein Gestein von außen her. Hierher gehört z.B. die Amphibolskarnbildung durch entsprechende Stoffzufuhr in ehemaligen Kalk- bzw. Dolomitgesteinen.
b) Metasomatischer Stoffaustausch an der Grenze von zwei verschieden zusammengesetzen Gesteinen ohne jegliche Stoffzufuhr von außen her.

SMITH et al. (1971) machen auf die Möglichkeit aufmerksam,

daß dünne Amphibolitlagen als das Ergebnis von metasomatischen Austauschvorgängen zwischen Kalk- und Pelitlagen gedeutet werden können. Sie berichten aus der Nähe von Mc Murd Sound, S. Antarktis, daß Kalksilikatlinsen bzw. Lagen, welche in anderen Paragesteinen liegen, von einer Amphibolitzone umrandet sind, was auf eine Reaktion und entsprechenden Stoffaustausch zwischen dem kalksilikatischen Gestein und dem Wirtsgestein hinweist.

c) Entmischung von primär homogenem Material in zwei verschieden zusammengesetzte Teilgefüge durch "Metamorphe Differentiation" ohne daß dabei der Chemismus des Gesamtkomplexes verändert wird (vgl. auch S. 7).

Die Zuordnung eines Amphibolits zu einem bestimmten Ausgangsmaterial bereitet in der Mehrzahl der Fälle große Schwierigkeiten, da durch die intensive Metamorphose und eventuell zusätzliche Metasomatose der primäre Gesteinscharakter vollständig verändert wird.

Detaillierte Untersuchungen mit Hilfe unterschiedlicher Methoden lassen jedoch mitunter reliktisch erhaltene Bestandteile des Ausgangsgesteins erkennen, mit deren Hilfe man petrogenetische Aussagen über das Muttergestein eines Amphibolits machen kann. Zur Lösung des Amphibolitproblems können

1. Geologisch-petrographische und
2. Geochemische Untersuchungsmethoden benutzt werden.

1.2. Die geologische Situation

Der Bayerische Wald bildet den südwestlichen Teil der geotektonischen Einheit Moldanubikum (Suess 1903).

Eine natürliche Aufteilung des Bayerischen Waldes in Vorderen und Hinteren Bayerischen Wald erfolgt durch den Pfahl. Im Vorderen Bayerischen Wald sind der "Regensburger" (im Nordwesten)

und "Passauer" (im Südosten) Wald gesondert benannt.
Sie sind auch geologisch durch unterschiedliche Baupläne charakterisiert.Der Regensburger Wald ist tektonisch einheitlich aufgebaut,wobei hauptsächlich NE-SW streichende Gneise vorkommen,deren Faltenachsen nach NE abtauchen.
Im Passauer Wald dominieren WNW-ESE streichende Gneise mit flach nach SE abtauchenden Faltenachsen.Hier läßt sich jedoch noch ein älterer Bauplan mit N bis NNE streichenden und nach NE abtauchenden Faltenachsen nachweisen (SCHREYER 1957).
Paragneise stellen die wichtigsten Gesteinsarten des Moldanubikums und auch des Teilgebietes "Bayerischer Wald" dar; jedoch lassen sich innerhalb dieser Paragneise zwei unterschiedliche Gesteinsserien trennen:
a) Die Monotone Serie,die durch ihre sedimentäre Eintönigkeit ausgezeichnet ist (DUDEK und SUK 1965),besteht hauptsächlich aus Paragneisen mit spärlichen Einlagerungen von Amphiboliten, Kalksilikatfelsen und Quarziten.Sie umfasst den grössten Teil des Untersuchungsgebietes.
b) Die Bunte Serie dagegen besteht aus einer Wechselfolge von Marmoren,Graphitgneisen,Quarziten,kalksilikatischen Gesteinen und Amphiboliten.Nach DUDEK und SUK (1965) "ist die Ausbildung dieser Serie durch Verflachung des Sedimentationsraumes bei einer deutlichen Veränderung der Gesamtbildungsbedingungen verursacht."Die Bunte Serie nimmt nur einen kleinen Teil des Untersuchungsgebietes ein,und zwar den Raum im SE-Teil des Passauer Waldes (das Gebiet um Kropfmühl und die Donauleite zwischen Passau und Jochenstein).
Die in der Bunten Serie autretenden Amphibolite werden von DUDEK und SUK (1965) als die Produkte einer intensiven ophiolith-vulkanischen Tätigkeit gedeutet.

Als Sedimentationsalter der moldanubischen Paragneise wird im allgemeinen das Algonkium angenommen,die metamorphe Entwicklung ist durch eine Polymetamorphose gekennzeichnet. SCHREYER (1957) stellte im Passauer Wald fest,daß die bereits erwähnten unterschiedlich gerichteten Faltenachsen auf zwei verschiedene Metamorphosen und Orogenesen zuruckzuführen sind. Während der Orogenese I entstanden die N bis NNE streichende Faltenachsen die dann bei der Orogenese II weitgehend wiederzerstört wurden,wobei der neue SE-NW gerichtete Bauplan herausgebildet wurde.Die Metamorphose I fällt mit der assyntischen Orogenese zusammen,während absolute Altersbestimmungen an Biotiten aus Gneisen und Graniten des Moldanubikums (DAVIS und SCHREYER 1962) ein frühvaristisches Alter für die Metamorphose II erbrachten.Neuere Rb/Sr Altersbestimmungen durch GRAUERT, HÄNNY und SOPTRAJANOVA (1971) an Glimmerquarziten (Osserquarzit) aus dem Raum Lam-Bodenmais bzw.durch GEBAUER und GRÜNENFELDER (1972) an moldanubischen Cordieritgneisen aus der Oberpfalz erbrachten ein kaledonisches Metamorphosealter (Cambro-Ordoviz; ca.450-460 Mio.J. Gesamtgesteinsalter).

Diese letztere Phase (Metamorphose II) ist ausserdem durch eine kräftige Anatexis in Teilen des Passauer Waldes gekennzeichnet, so daß ein großer Teil dieser Gebiete von anatektischen Gneisen eingenommen wird. (vgl.Kartenausschnitt aus dem SE-Teil des Bayerischen Waldes).

2. GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHER TEIL

2.1. Geologisch-petrographische Unterscheidungskriterien zwischen Ortho- und Paraamphiboliten.

Die klassischen Unterscheidungsmethoden zwischen Ortho- und Paraamphiboliten mit Hilfe geologisch-petrographischer Kriterien,seien es Geländebeobachtungen oder mikroskopische Beurteilungen,können ohne viel Aufwand zu einer akzeptablen genetischen Einstufung des betreffenden Amphibolits führen. Hierzu gehören in erster Linie der geologische Verband und die mikroskopisch erkennbaren Gefüge- und Mineralrelikte des magmatischen Zyklus,welche die Metamorphose überdauert haben. Häufig kann die Lagerung ein einwandfreies Indiz für eruptive Herkunft geben,wenn z.B. ein ehemaliger Eruptivgang diskordant die Nebengesteine durchbricht und diese Diskordanz durch die Metamorphose nicht aufgehoben wird.In anderen Fällen sind es typische magmatische Gefüge wie z.B.das Ophitgefüge der Gabbros und Diabase die eine Identifizierung erlauben.Reliktisch erhaltene,bogenartige Glasfetzen in ehemaligen Tuffen, alte Gasblasen in Gestalt besonders mineralisierter "Mandeln" und Stromoberflächen in Form der "Kissen-Laven"(Pillows), sind weitere Kriterien für eruptive Abstammung,ebenfalls magmatisch angelegtes Agglomeratgefüge.Dazu kommen noch einige Mineralrelikte der eruptiven Phasengeselschaft wie die sogenannte "Diallage" mit ihren typischen blättrigen Absonderungen und Titaneisenentmischungen in Gabbroamphiboliten sowie Plagioklase mit einem Zonarbau,wie er für magmatogene basische Gesteine typisch ist.

Auch der Homogenitätsgrad im Chemismus kann ein Hinweis auf eruptive Herkunft sein.Zwar kommen bei Eruptivgesteinen ge-

setzmässige chemische Änderungen im Differentiationsverlauf und ebenfalls stoffliche Entmischungen von verschiedenem Ausmass vor;es ist jedoch eine Erfahrungstatsache,daß sehr viel größere Massen von Eruptivgesteinen in gleicher chemischer Zusammensetzung und Ausbildung vorkommen,als es bei Sedimentgesteinen der Fall ist.Es gibt viele Beispiele dafür, daß etwa undifferenzierte Basaltdecken von grosser Ausdehnung in verschiedenen Partien keine wesentlichen stofflichen Unterschiede erkennen lassen.Andererseits können auch gesetzmässige Gesteinsassoziationen einen wichtigen Hinweis geben.Wird z.B. ein Amphibolit von ultrabasischen Gesteinen begleitet,so liegt der Verdacht nahe,daß es sich um Schweredifferentiate eines basischen Magmas handelt (vgl.auch Vorkommen V-45 und V-46 bzw.V-76 und V-77).Dagegen sind konkordante Lagerung und der Wechsel mit typischen Parametamorphiten,wie Marmore und Quarzite,sowie die häufig erkennbare Bänderung der Amphibolite nach neueren Arbeiten nicht mehr eindeutig genetisch einstufbar.Sie können unter Umständen zur falschen Folgerung führen, daß primär immer nur Sedimente vorgelegen haben.Dabei kann es sich in solchen Fällen sowohl um metamorph überprägte basische Eruptiva (wie basische Lagergänge und ihre Tuffe) als auch um ehemalige mergelige Sedimente handeln.

EVANS und LEAKE (1960) äusserten den ersten Zweifel,daß die Bänderung und Vergeselschaftung der Amphibolite mit typischen Parametamorphiten kein ausreichendes Kriterium für eine paragene Herkunft darstellen.Sie kamen aufgrund von geochemischen Unterscheidungsmethoden zu dem Resultat,daß es sich bei den gebänderten Amphiboliten von Connemara (Irland),die mit Quarziten und Marmoren wechsellagern,um Orthoamphibolite handelt. Die eine Sedimentabstammung vortäuschende Bändertextur,kann

unter Umständen auch das Ergebnis von tektonischen und metamorphen Prozessen (metamorphe Differentiation) sein und spiegelt deshalb nicht unbedingt primäre Gegebenheiten wider.
In der Tat bewirkt eine metamorphe Differenzierung des Ausgangsmaterials in örtlich getrennte,verschieden zusammengesetzte Segregate die Entstehung einer Bänderung aus Hornblende-reichen Teilgefügen einerseits und Feldspat-reichen Teilgefügen andererseits,was mit einem sedimentär angelegten Zeilen- bis Lagenbau verwechselt werden kann.
BOWES und PARK (1966) berichten von einem gebänderten Aufbau des basischen Körpers von Loch Kerry,Gairloch,Schottland,dessen Bänderung als das Ergebnis einer metamorphen Differentiation interpretiert wird.Die Entwicklung geht von einem normalen,ungebänderten Amphibolit aus,dessen erstes Stadium die Entstehung einer feinen Bänderung ist.Ohne wesentliche Änderung des mittleren Chemismus führt die Weiterentwicklung zu immer mächtiger werdenden Bänder,bis schließlich große Körper unterschiedlicher Zusammensetzung entstehen.
Zusammenfassend kann man jedoch feststellen,daß die Möglichkeit,die Herkunft der Amphibolite mit Hilfe geologisch-petrographischer Methoden abzuleiten,wegen der Zweideutigkeit des zuletzt beschriebenen Bänder- und Konkordanzgefüges einerseits und des seltenen Auftretens der magmatischen Gefüge- und Mineralrelikte andererseits meist sehr gering sind.
Dies hat zu der Überlegung geführt,daß es bei einer isochemen Metamorphose möglich sein muss,über den Amphibolitchemismus eine genetische Aussage zu machen (vgl.geochem.Teil dieser Arbeit).

2.2. Übersicht über das geologische Auftreten.

Amphibolitische Gesteine sind mit wenigen Ausnahmen als Schicht-konkordante, gelegentlich mitverfaltete Einschaltungen sowohl in den Ortho- als auch in den Paragneisen des Bayerischen Waldes verbreitet. Infolge des Zurücktretens diskordanter Lagerungen, die für die Orthonatur der entsprechenden Amphibolite sprechen würden, können aus dem geologischen Auftreten keine sichere Schlußfolgerungen gezogen werden.
Ausnahmen bilden die Vorkommen V-46 (Meta-Ultrabasit) und V-77 (Olivin-Gabbroamphibolit), die bereits durch ihr Auftreten im Gelände und wegen ihres mikroskopischen Gefüges auch ohne Spezialuntersuchungen eine Abstammung von ehemaligen Magmagesteinen erkennen lassen. Außerdem sind mit ihnen die Amphibolitkörper V-45 und V-76 (vgl. auch Tab. 1) eng vergesellschaftet.
Grösse und Form der einzelnen Vorkommen sind sehr unterschiedlich. Der Schwankungsbereich führt von faustgrossen Knollen runder bis linsiger Gestalt, die sehr häufig das Ergebnis von Boudinagen sind, über einige Dezimeter mächtige und einige Meter lange bis zu einigen hundert Meter grossen Körpern.
Bei vielen der bearbeiteten Proben handelt es sich um Lesesteine oder "wurzellose" Blöcke, die wegen ihrer großen Zähigkeit und Widerstandsfähigkeit aus dem Nebengestein herausgewittert sind.
Mit Ausnahme der in den anatektischen Gneisen auftretenden Amphibolitschollen, die oft schlierige Reaktionssäume zeigen, ist der Hauptteil der untersuchten Amphibolite sehr scharf gegen das Nebengestein abgegrenzt (Abb. 1 und 2). Das läßt sich am besten in den Amphiboliten am nördlichen Donauufer (Bl. Obernzell; Probe Nr. V-44 bis V-69) feststellen, da dort ausgezeichnete Aufschlußverhältnisse herrschen. Alle Amphibolite

Abb.1: Vorkommen Fischhaus,Bl.Hutthurm,R=4606.40 H=5391.95. Boudinierte Amphibolitschollen mit schlierigen Kontakten zum anatektischen Wirtsgestein.

zeigen dort scharfe Kontakte zum Nebengestein und in keinem Fall sind Übergänge zu den kalksilikatgneisen festgestellt worden,die eine Deutung als Paraamphibolite erlauben würden. Nur gelegentlich gehen die Kalksilikatischen Gesteine durch Stoffaustausch randlich in cm-Bereich durch Neusprossung von Amphibol bzw.Biotit zu amphibolitähnlichen Gesteinen über. Es fehlt i.a. an Beweisen für eine metasomatische Entstehung größerer Amphibolitkörper,wie sie im Abschnitt 1.1.(4)(S.1) als eine der Möglichkeiten aufgeführt wurde.

Die Verbreitung der Amphibolitvorkommen nimmt von NW nach SE zu.So treten im Regensburger Wald Amphibolite nur spärlich auf, während sie ihre Hauptverbreitung im südlichen Teil des Passauer Waldes erreichen (s.Fundortkarte).Die besten Aufschlüsse finden sich in den steilen Felshängen des nördlichen Donauufers

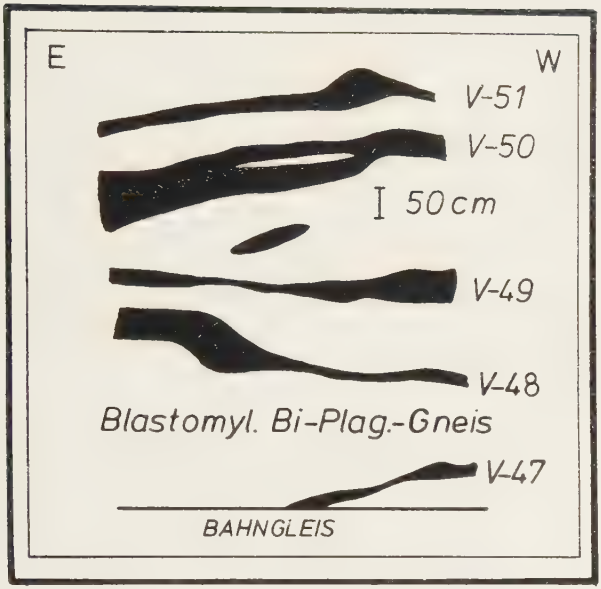


Abb.2: Geologische Skizze eines Teils des Aufschlusses am Endresfelsen mit der Lage der Amphibolit-Proben V-47 bis V-51. Bl.Obernzell,R=5392.97 H=5382.85.

an der Strasse zwischen Passau-Grubweg und Jochenstein (Bunte Serie),wo Amphibolitbänder wechselnder Mächtigkeit in Wechsellagerung mit verschiedenen,meist blastomylonitischen Gneisen sowie horizontgebundenen Linsen unterschiedlicher Größe vorkommen.Stellenweise nehmen sie sogar volumenmäßig die Hälfte des Gesamtgesteinskomplexes ein.

2.3. Einteilung nach petrographischen Gesichtspunkten.

Nach petrogenetischen,texturellen und mineralfaziellen Merkmalen lassen sich die untersuchten Amphibolite in folgenden Gruppen einteilen (vgl.Tab.2).

1.Meta-Ultrabasit von der Löwmühle (V-46;Ultrabasit nach BERNER 1971):Sein geologischer Aufbau ebenso wie gelegentlich reliktische Olivine lassen einen olivinführenden Ultrabasit als Ausgangsgestein erkennen.

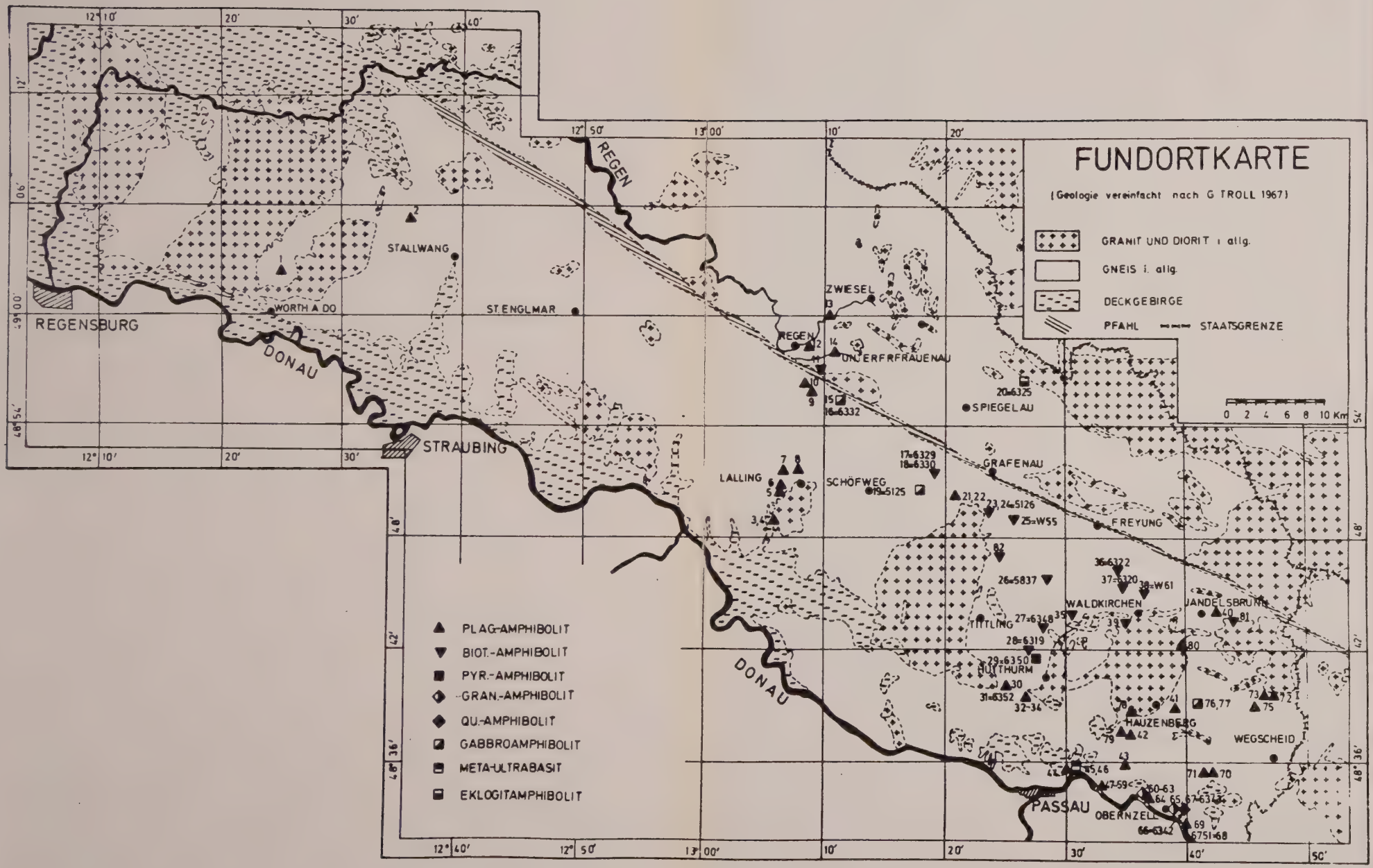
2. Gabbroamphibolit: Es handelt sich um die Vorkommen Hochberg (V-15,V-16),Vocking (V-19) und Ruhmannsberg (V-76,V-77).Makroskopisch und mikroskopisch erkennbare magmatische Eigenschaften (Ophitgefüge und magmatisch entstandene Minerale) sichern eine Abstammung dieser Gesteinskörper aus orthogenem Material.

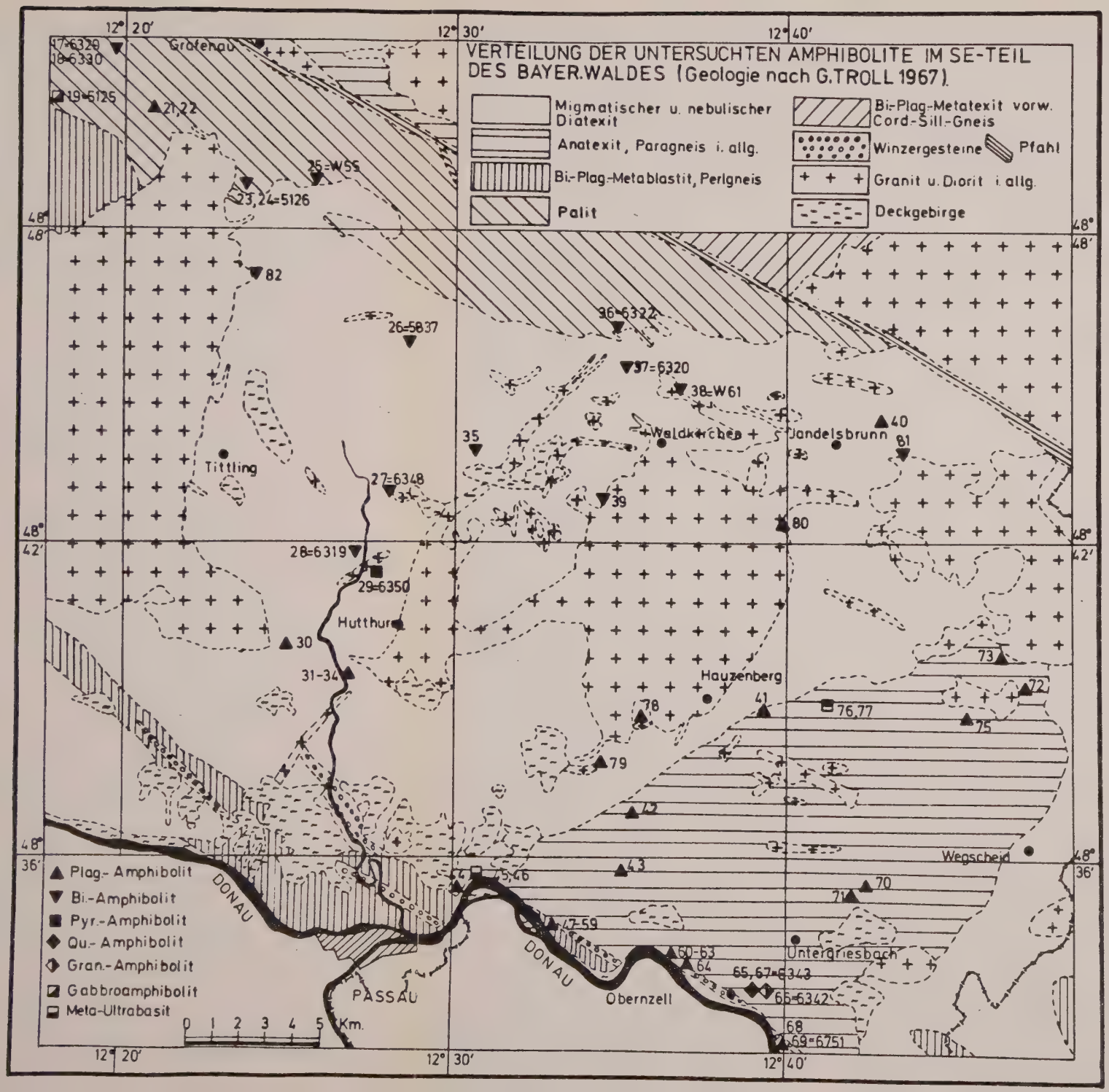
3. Eklogitamphibolit von Sternschuß (V-20=T-6325):Seine mineralogische Zusammensetzung und sein mikrodiablastisches Gefüge können als Beweise seiner eklogitischer Herkunft betrachtet werden.

4. Amphibolite ohne reliktische Bestandteile: Ihr mikroskopisches Bild läßt keine eindeutigen Mineral- und Gefügerelikte erkennen,so daß eine genetische Zuordnung zu einer bestimmten primären Gesteinsfamilie nach dem petrographischen Aufbau unmöglich ist.Zu dieser Gruppe gehört der Hauptteil der gasamelten Proben.Sie haben bei den veränderten P-T-X-Bedingungen während der Metamorphose ihren ursprünglichen Mineralbestand und ihr Gefüge vollkommen verändert.

An der Zusammensetzung sind folgende Haupt- und Nebengemengteile in wechselnden Mengen beteiligt (vgl.Tab.2):
Amphibol,Plagioklas,Quarz,Pyroxen,Biotit und Granat.
Eine Untergliederung in Varietäten erfolgt aufgrund der Mengenverhältnisse. Namengebend für die entsprechende Amphibolitvarietät in dieser Arbeit sind solche Mineralphasen,die in der modalen Zusammensetzung mit über 10 Vol.-% vorkommen.

a) Amphibolit (über 70% Hornblende)
b) Plagioklas-Amphibolit (unter 70% Hornblende,Rest Plagioklas)
c) Quarzamphibolit (+Plagioklas)
d) Pyroxenamphibolit (+Plagioklas)
e) Granatamphibolit (+Plagioklas)
f) Biotitamphibolit (+Plagioklas)


FUNDORTKARTE
(Geologie vereinfacht nach G TROLL 1967)
GRANIT UND DIORIT i. allg.
GNEIS i. allg.
DECKGEBIRGE
PFAHL
STAATSGRENZE
0 2 4 6 8 10 Km
PLAG.-AMPHIBOLIT
BIOT.-AMPHIBOLIT
PYR.-AMPHIBOLIT
GRAN.-AMPHIBOLIT
QU.-AMPHIBOLIT
GABBROAMPHIBOLIT
META-ULTRABASIT
EKLOGITAMPHIBOLIT
REGENSBURG
STRAUBING
PASSAU
DONAU
REGEN
STALLWANG
WORTH A DO
ST. ENGLMAR
ZWIESEL
UNTERFRAUENAU
SPIEGELAU
LALLING
SCHÖFWEG
GRAFENAU
FREYUNG
WALDKIRCHEN
TITTLING
HUTTHURM
HAUZENBERG
WEGSCHEID
OBERNZELL
12° 10'
20'
30'
40'
12° 50'
13° 00'
10'
20'
30'
40'
50'
48° 54'
48° 48'
48° 42'
48° 36'


VERTEILUNG DER UNTERSUCHTEN AMPHIBOLITE IM SE-TEIL DES BAYER.WALDES (Geologie nach G.TROLL 1967).
Migmatischer u. nebulischer Diatexit
Anatexit, Paragneis i. allg.
Bi-Plag-Metablastit, Perlgneis
Palit
Bi-Plag-Metatexit vorw. Cord-Sill.-Gneis
Winzergesteine
Pfahl
Granit u. Diorit i. allg.
Deckgebirge
Plag.- Amphibolit
Bi.-Amphibolit
Pyr.-Amphibolit
Qu.- Amphibolit
Gran.-Amphibolit
Gabbroamphibolit
Meta-Ultrabasit
0 1 2 3 4 5 Km.
Grafenau
Tittling
Waldkirchen
Jandelsbrunn
Hutthurm
Hauzenberg
Wegscheid
Untergriesbach
Obernzell
PASSAU
DONAU
DONAU
17=6329
18=6330
19=5125
21,22
25=W55
23,24=5126
82
26=5837
36=6322
37=6320
38=W61
35
40
81
27=6348
39
80
28=6319
29=6350
30
31-34
73
72
41
76,77
75
78
79
43
5,46
70
71
47-59
60-63
64
65,67=6343
66=6342
68
69=6751
12° 20'
12° 30'
12° 40'
48°
48° 42'
48° 36'

Tab.1: Verzeichnis der Proben.

V-1 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Steinbügel,Bl.Wörth a.Do. R=4530.60 H=5433.75. Lesesteine.

V-2 Amphibolit,Vork.Kuhberg,Bl.Stallwang. R=4543.50 H=5438.10.Ca. 0.5m mächtiger und 1m langer Amphibolitkörper als konkordante Einlagerung im zersetzten Perlgneis.

V-3 und V-4 Hornfels-Amphibolit,Vork.Schachten,Bl.Lalling.R=4580.70 H=5409.18.Nach Lesesteinen auskartierbarer,ca. 150 m langer und 50-70 m breiter Amphibolitkörper unmittelbar am Granitkontakt.

V-5 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Watzing,Bl.Lalling. R=4581.26 H=5411.93. Lesesteine.

V-6 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Stritzling,Bl.Lalling. R=4581.60 H=5412.62. Lesesteine.

V-7 Amphibolit,Vork.Dösing,Bl.Lalling. R=4581.71 H=5414.08. Lesesteine.

V-8 Hornfels-Amphibolit,Vork.Ranzing,Bl.Lalling.R=4583.28 H=5414.06. Anstehende bis max.1m lange und 0.5 m mächtige Amphibolitlinsen im stark zersetzten Perlgneis.

V-9 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Kleinloizenried,Bl.Regen. R=4584.50 H=5421.98. Lesesteine.

V-10 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Ochsenberg,Bl.Regen. R=4583.80 H=5422.65. Lesesteine.

V-11 Biotit-Amphibolit,Vork.Falkenstein,Bl.Regen.R=4585.35 H=5424.20.Mehrere,bis einige Meter lange und einige Dezimeter mächtige,konkordante Amphibolitlagen im Blastomylonitgneis.

V-12 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Riedberg,Bl.Regen.R=4584.00 H=5426.62.Ca.20 m langer und 4 m mächtiger Amphibolitkörper als konkordante Einlagerung im Cordierit-Sillimanit-Granat-Gneis.

V-13 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Hainstein,Bl.Unterfrauenau. R=4586.25 H=5429.48.N-S streichender,ca 1m mächtiger und mehrere Meter langer,Amphibolitkörper als konkordant-mitverfaltete Einlagerung im "tektonoblastischen hellen Biotit-Plagioklas-Gneis" (SARWARY 1965)

Tab.1: Verzeichnis der Proben.

V-14 Amphibolit,Vork.Zapfenried,Bl.Unterfrauenau.R=4586.80 H=5425.92.Nach Lesesteinen auskartierbarer,ca.150 m langer und 50-70 m breiter,Amphibolitkörper im "tektonoblastischen Cord.-Sill.-Gran.-Gneis (SARWARY 1965).

V-15 Gabbroamphibolit,Vork.Hochberg,Bl.Unterfrauenau. R=4587.20 H=5421.04. (Feinkörnige Varietät).

V-16= T-6332 Gabbroamphibolit,Vork.Hochberg,Bl.Unterfrauenau. R=5487.30 H=5421.00. (Grobkörnige Varietät). Nach Lesesteinen auskartierbarer WNW-ESE streichender Körper von ca.300-400 m Länge und 70-100 m Breite.

V-17= T-6329 Biotit-Amphibolit,Vork.Saunstein,Bl.Schöfweg. R=4597.66 H=5413.94. (Feinkörnige Varietät).

V-18= T-6330 Biotit-Amphibolit,wie V-17. (Grobkörnige Varietät). Mehrere Meter lange und über Meter mächtige Amphibolitlinsen als boudinierte Einlagerungen in anatektischen Gneis.(s.TROLL 1969)

V-19= T-5125 Gabbroamphibolit,Vork.Vocking,Bl.Schöfweg.R=4595.35 H=5412.35.Steinbruch beim Weiler Vocking:Langgestreckter Amphibolitkörper ca.150 m lang und über 50 m mächtig,der steil in den umgebenden Paliten eingelagert ist. (s.TROLL 1966)

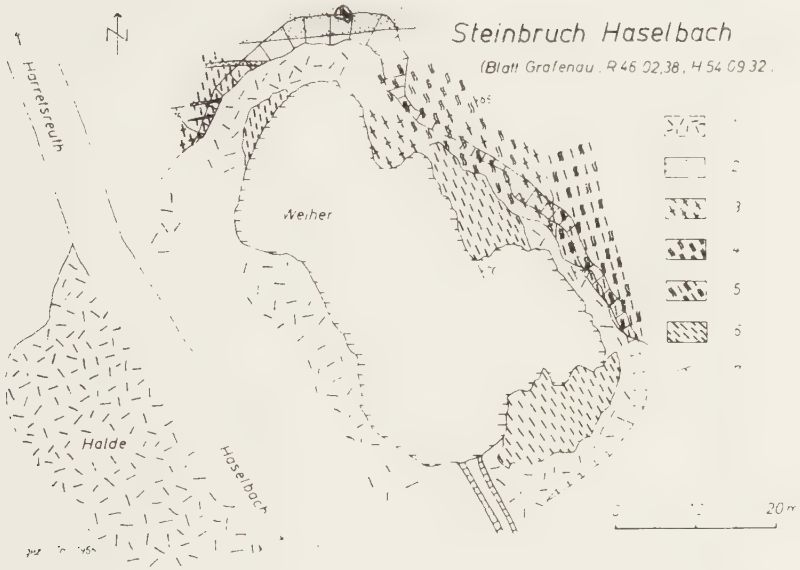
V-20= Eklogitamphibolit,Vork.Sternschuß,Bl.Spiegelau.R=4606.20 H=5423.36.Lesesteine im Wald Sternschuß,die einen ca. 100-150 m langen und 20-30 m breiten Amphibolitkörper auskartieren lassen.

V-21 und V-22 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Schönberg,Bl.Grafenau. R=4598.95 H=5411.87. Plagioklas-Amphibolit,Vork.Schönberg,Bl.Grafenau. R=4598.86 H=5412.01.Boudinierte Amphibolitlinsen im Anatexit.

V-23 und V-24= T-5126 Biotit-Amphibolit,Vork.Haselbach,Bl.Grafenau.R=4602.48 H=5409.32.Amphibolitkörper im Steinbruch Haselbach. Die Lagerung des Amphibolitkörpers ist aus folgender Steinbruchskizze (Abb.3;aus TROLL 1966,Fig.4) ersichtlich.

V-25= W-55 Biotit-Amphibolit,Vork.Rentpoldenreuth,Bl.Grafenau. R=4604.86 H=5409.86.Amphibolitschollen im gleichkörnigen Palit.(TROLL 1969)

Tab.1: Verzeichnis der Proben.



1: Blockmaterial und Schutt
2: Ganggranit
3: Pegmatitische Partien im Diatexit (Orthogneis?)
4: Palitischer Diatexit bzw.Migmatit
5: Dunkle (biotit- und hornblendereiche) Diatexite
6: Metabasit
7: Schieferungsrichtung mit Einfallen der Flächen (Zahlen geben den Eifallswinkel an)

Abb.3:Grundriß des Steinbruchs Haselbach(Aus TROLL 1966;Fig.4)

V-26= Biotit-Amphibolit,Vork.Mauthäusl,Bl.Tittling.R=4608.50
T-5837 H=5403.68.Steinbruch am Fahrweg Mauthäusl-Prombach: Ca. 4 m mächtiger und 8 m langer Amphibolitkörper im Hornblende-führenden Diatexit.(s.TROLL 1966).
V-27= Biotit-Amphibolit,Vork.Fürsteneck,Bl.Tittling.R=4608.10
T-6348 H=5398.73.Über 20 m mächtiger Amphibolitkörper.
V-28= Biotit-Amphibolit,Vork.Saag,Bl.Hutthurm.R=4606.65
T-6319 H=5396.40.Bahneinschnitt bei Saag.Ca.0.5 m mächtiger und über 5 m langer Amphibolitkörper.

Tab.1: Verzeichnis der Proben.

V-29= Pyroxen-Amphibolit,Vork.Obersteinbach,Bl.Hutthurm.
T-6350 R=4607.44 H=5395.62.Felsen N Mühle Obersteinbach. Nach Lesesteinen läßt sich ein ca.100-120 m langer und 30-50 m breiter Amphibolitkörper auskartieren.

V-30 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Böhermühle,Bl.Hutthurm. R=4604.30 H=5393.15.Leseblöcke von ca.0.7-1 m Ø.

V-31= T-6352 bis V-34 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Fischhaus,Bl.Hutthurm. R=4606.40 H=5391.95.Mehrere boudinierte Amphibolitlinsen im Anatexit (vgl.Abb.1).(TROLL 1969).

V-35 Biotit-Amphibolit,Vork.Neuhausmühle,Bl.Waldkirchen. R=5390.49 H=5400.12.Konkordant im Anatexit eingelagerter Amphibolitkörper von ca. 2 m Mächtigkeit und mehrere Meter Länge.

V-36= Biotit-Amphibolit,Vork.Karlsbach,Bl.Waldkirchen.
T-6322 R=5395.32 H=5404.52.Amphibolitschollen als Einschluß im Anatexit.(TROLL 1969).

V-37= Biotit-Amphibolit,Vork.Raffelsberg,Bl.Waldkirchen.
T-6320 R=5395.75 H=5402.72.Amphibolitlinsen von ca.0.5m Ø im Cordierit-führenden grobkörnigen Diatexit.(TROLL 1969)

V-38= Biotit-Amphibolit,Vork.Richardsreuth,Bl.Waldkirchen.
W-61 R=5397.90 H=5402.10.Bis Metergroße Amphibolitkörper sowie ultrabasische Schollen im Diatexit.(TROLL 1969).

V-39 Biotit-Amphibolit,Vork.Saßbach,Bl.Waldkirchen. R=5396.00 H=5399.00.Leseblöcke von ca. 1 m Ø.

V-40 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Pfifferhof,Bl.Jandelsbrunn. R=5405.30 H=5400.15.Lesesteine.

V-41 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Guppenberg,Bl.Hauzenberg. R=5400.52 H=5370.76.Leseblöcke von ca. 1 m Ø.

V-42 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Kaindlmühle,Bl.Hauzenberg. R=5396.06 H=5387.02.Mehrere ca. 40-50 cm mächtige und einige Meter lange Amphibolitlagen im stark zersetztem Biotit-Plagioklas-Gneis.

V-43 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Eigerbach,Bl.Obernzell. R=5395.68 H=5385.03. Wie bei V-42.

Tab.1: Verzeichnis der Proben.

Aufschlußverhältnisse der Amphibolite am nördlichen Donauufer (V-44 bis V-69;Blatt Obernzell)

Es handelt sich um scharf abgegrenzte,konkordante,Amphibolitlagen und Linsen (z.T.boudiniert) die in hellen blastomylonitischen Biotit-Plagioklas-Gneisen eingelagert sind.Einige der Lagen sind horizontbeständig und können trotz kurzer Unterbrechung (durch Boudinage) über weite Strecken verfolgt werden.

V-44 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Sulsteg.R=5389.90 H=5384.83. Ca.15-20 m mächtige Amphibolitlage von unbekannter Ausdehnung (Literatur BERNER 1971).

V-45 Plagioklas-Amphibolit (Gabbroamphibolit),Vork.Löwmühle. R=5390.33 H=5384.92

V-46 Meta-Ultrabasit,wie V-45 (vgl.Kap.2.4.1.;Meta-Ultrabasit). Vorkommen Endresfelsen (V-47 bis V-59) R=5392.97 H=5382.85

V-47 bis V-51:Plagioklas-Amphibolit (s.Abb.2).

V-52 Plagioklas-Amphibolit:Ca.1.0 m mächtig,3.0 m über V-51

V-53 Plagioklas-Amphibolit:Ca.0.3 m mächtig,0.5 m über V-52

V-54 Plagioklas-Amphibolit:Ca.0.5 m mächtig,3.0 m über V-53

V-55 Plagioklas-Amphibolit:Ca.0.5 m mächtig,0.5 m über V-54

V-56 Amphibolit: Ca.0.4 m mächtig,0.7 m über V-55

V-57 Granat-Amphibolit: Ca.0.5 m mächtig, 20 m über V-47

V-58 Granat-Amphibolit: Ca.0.5 m mächtig, 20 m über V-47

V-59 Plagioklas-Amphibolit:Ca.7.0 m mächtig,aus dem obersten Bereich des Aufschlußes.
Vork.Hötzmannsod.R=5397.00 H=5382.10 (V-60 bis V-63)

V-60 Granat-Amphibolit;Ca. 80 cm mächtig und 1 m lang.

V-61 bis V-63:Plagioklas-Amphibolit,ca.30 cm mächtig und einige Meter lang.

V-64 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Trankreuth-Bach.R=5397.80 H=4881.62. Amphibolitlinse von ca. 0.5 m Mächtigkeit.

V-65 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Kanzel.R=5400.70 H=5380.80

V-66=T-6342 Quarz-Amphibolit,wie V-65

V-67=T-6343 Granat-Amphibolit,wie V-65.

Felsen an der Strasse Hamet-Obernzell:Stark verfaltete bis 1 m mächtige Amphibolitlagen im blastomylonitischen Biotit-Plagioklas-Gneis.

..

Tab.1: Verzeichnis der Proben.

V-68= Plagioklas-Amphibolit,Vork.Kohlbachmühle. R=5400.10
T=6751 H=5379.33. Ca. 30 cm mächtige Amphibolitlinse im Biotit-Plagioklas-Gneis.

V-69 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Kohlbachmühle.R=5401.10 H=5379.10. Ca. 50 cm mächtige Amphibolitlage von ca. 6 m Ausdehnung im Biotit-Plagioklas-Gneis.

V-70 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Paulusberg,Bl.Untergriesbach. R=5404.56 H=5384.36.Blöcke am Gipfel des Paulusberges.

V-71 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Paulusberg,Bl.Untergriesbach. R=5404.06 H=5384.23.Probe aus einem ca.1 m Ø Block. Nach MEISER und TEUSCHER (1965) handelt es sich hier um einen Amphibolitzug von 500 m Länge,der "die Graphitgneiszone von Ficht ... nach Norden hin begrenzt."

V-72 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Thalbach,Bl.Wegscheid. R=5410.42 H=5391.44. Amphibolitlinsen von ca. 30 cm Ø im stark zersetzten Biotit-Plagioklas-Gneis.

V-73 Amphibolit,Vork.Hirschenberg,Bl.Wegscheid.R=5409.65 H=5392.37. Ca.30 cm Ø Linse im Diatexit.

V-75 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Krennerhäuser,Bl.Wegscheid. R=5408.38 H=5390.14. Leseblöcke von ca. 1 m Ø.

V-76 Plagioklas-Amphibolit (Gabbroamphibolit),Vork.Ruhmannsberg,Bl.Wegscheid.R=5403.30 H=5390.83. Anstehende Amphibolitfelsen am Hang und Gipfel des Ruhmannsberges.

V-77 Olivin-Gabbroamphibolit,als eine ca.50 cm Ø Linse im V-76.

V-78 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Steinhofmühle,Bl.Hauzenberg. R=5396.08 H=5390.56. Amphibolitlinsen im Gneis.

V-79 Plagioklas-Amphibolit,Vork.Lieblmühle,Bl.Hauzenberg. R=5394.80 H=5388.79. Amphibolitlinsen im Gneis.

V-80 Hornfels-Amphibolit,Vork.Schauerbach,Bl.Waldkirchen. R=5401.48 H=5396.90. Leseblöcke von ca. 1 m Ø in der unmittelbaren Nähe des Hauzenberger Granitmassivs(E-Seite).

V-81 Biotit-Amphibolit,Vork.Leikinger Berg,Bl.Jandelsbrunn. R=5406.21 H=5399.56. Amphibolitschollen von ca. 1 m Ø im Granibruch.Die analysierte Probe stammt aus der Halde des Granitbruchs.

V-82 Biotit-Amphibolit,Vork.Ohmühle,Bl.Tittling.R=5402.90 H=5406.20. Leseblöcke von ca. 1 m Ø.

Tab.2:Modalbestand von Amphiboliten des Bayer.Waldes (Vol.-%)

Prob.Nr. (Schl.Nr.)	Amph.	Plag.	Qu.	Pyr.	Bi.	Erz	Tit.	Ap.	Rest
V-1(7662)	59.2	29.3	6.0	---	---	4.5	0.1	0.4	1)
V-2(8725)	67.9	2)	---	5.6	---	0.7	7.0	2.4	--
V-3(8046)	38.6	34.0	0.5	19.7	---	4.4	sp.	0.8	3)
V-4(8056)	30.3	35.7	2.8	19.2	---	3.6	sp.	0.3	4)
V-5(8050)	56.6	42.3	---	---	0.1	0.8	0.1	0.1	--
V-6(8052)	49.0	47.3	---	2.3	0.9	0.1	0.2	0.2	--
V-7(8242)	75.1	19.5	---	---	---	4.4	0.2	0.8	--
V-8(8053)	70.0	28.4	---	---	0.3	0.8	0.2	0.2	5)
V-9(8041)	58.7	37.4	---	3.2	---	0.2	0.3	0.2	--
V-10(8048)	56.3	33.6	---	2.1	---	0.4	0.1	0.1	6)
V-11(8040)	26.1	50.0	1.5	---	21.0	1.0	0.1	0.3	--
V-12(8038)	58.2	36.0	2.0	2.8	0.5	0.5	0.1	0.4	--
V-13(8039)	69.0	29.0	0.2	1.4	---	0.3	sp.	0.2	--
V-14(8066)	70.0	26.0	---	3.6	---	0.2	sp.	0.2	--
V-15(8047)	11.9	56.2	0.2	10.5	17.2	3.4	0.1	0.3	--
V-16(8261)	51.5	38.4	sp.	3.9	4.5	1.1	sp.	0.6	--
V-17(7971)x)	19.9	43.5	0.1	2.3	30.6	0.3	2.3	0.8	7)
V-18(7979)x)	25.2	33.7	0.3	5.2	33.6	0.5	0.4	1.0	8)
V-19(2069)+)	12.6	15.8	---	19.6	41.5	0.2	1.6	2.3	9)
V-19(4915)+)	15.6	19.2	0.1	18.4	35.7	0.3	2.3	2.3	10)
V-19(7225)x)	15.6	25.2	---	22.1	32.6	0.3	1.4	1.8	11)
V-20(8262)	63.5	19.6	---	14.8	---	1.7	sp.	0.1	12)
V-21(8728)	64.9	34.4	---	---	---	0.1	0.4	0.2	--
V-22(8731)	40.3	35.5	3.4	6.1	5.2	2.3	0.1	0.3	13)
V-23(8596)	30.6	20.2	---	1.3	41.0	0.5	3.5	2.9	--
V-24(3397)+)	15.3	33.2	sp.	2.0	40.6	0.5	3.2	4.7	14)
V-24(3399)+)	12.7	41.4	sp.	1.8	35.1	0.8	2.2	5.3	15)
V-24(3546)+)	21.5	28.0	---	6.2	40.8	0.2	2.2	0.9	16)

1)Chl.0.5% 2)Fast völlig serizitisierter Plagioklas 16.4%
3)Amph.=Braune Hbl.5.4%,Cum.33.2% 4)Amph.=Braune Hbl.6.3%,
Cum.32.0% 5)Amph.=Braune Hbl.8.5%,aktin.Hbl.61.5% 6)Chl.3.4%,
Ser.4.1% 7)Kf.0.2%,Zr.0.1% 8)Zr.0.1% 9)Kf.6.4% 10)Kf.6.1%
11)Ep.0.9% 12)Gran.0.3% 13)Chl.0.9%,Ser.5.9% 14)Ep.0.2%,Zr.0.1%
15)Kf.0.7% 16)Ep.0.2%.

x)Modalanalysen aus TROLL(1966); +)Modalanalysen aus TROLL(1969)

Tab.2:Modalbestand von Amphiboliten des Bayer.Waldes(Vol.%)

Prob.Nr. (Schl.Nr.)	Amph.	Plag.	Qu.	Pyr.	Bi.	Erz	Tit.	Ap.	Rest
V-25(7987)x)	36.8	30.5	---	0.5	30.8	0.3	0.9	0.2	--
V-26(3395)+)	66.8	12.2	---	3.6	11.9	0.6	0.8	1.0	1)
V-27(8257)	13.7	35.9	---	---	32.7	3.6	0.7	4.8	2)
V-28(8255)	12.2	53.9	1.2	0.3	27.3	0.5	2.0	1.3	--
V-29(8251)	43.0	39.3	---	15.3	0.8	0.5	0.4	0.7	--
V-30(8724)	51.7	41.8	---	1.5	---	1.2	0.1	0.6	3)
V-31(7964)x)	49.0	42.3	---	4.5	2.9	1.0	---	0.2	--
V-32(8059)	73.0	19.5	---	2.3	4.9	0.1	0.1	0.1	--
V-34(8058)	74.0	17.9	---	3.3	4.5	0.1	0.1	0.1	--
V-35(8063)	28.5	44.9	---	---	20.3	5.5	0.1	0.7	--
V-36(7966)x)	36.3	36.1	10.1	0.2	15.3	1.3	0.1	0.4	4)
V-37(7980)x)	29.0	37.3	0.4	1.1	30.3	0.1	0.5	1.4	--
V-38(7988)x)	21.4	25.3	0.5	4.0	47.3	0.4	sp.	0.8	5)
V-39(8727)	39.8	40.5	0.2	---	17.0	0.1	1.6	0.8	--
V-40(8730)	58.3	41.1	---	0.2	---	0.1	sp.	0.3	--
V-41(8051)	62.0	35.4	---	2.1	---	0.1	sp.	0.4	--
V-42(8054)	66.0	28.9	---	---	0.7	0.9	0.9	0.1	6)
V-43(8044)	55.6	42.0	---	0.8	---	1.2	0.1	0.2	7)
V-44(8256)	70.0	24.6	0.1	0.3	0.1	0.9	0.4	0.1	8)
V-45(8252)	36.6	53.7	---	---	7.6	1.0	0.2	0.1	9)
V-46(6584)	70.8	---	---	---	---	5.0	sp.	0.1	10)
V-47(9093)	64.9	25.1	9.3	---	0.3	0.2	0.1	0.1	--
V-48(9092)	66.7	23.3	8.2	---	1.0	0.6	0.1	0.1	--
V-49(9100)	64.5	25.5	6.4	---	3.0	0.4	0.1	0.1	--
V-50(9097)	67.0	27.6	0.8	---	5.0	0.4	0.1	0.1	--
V-51(9101)	64.6	25.7	8.0	---	1.0	0.5	0.1	0.1	--
V-52(9095)	69.5	21.5	7.0	---	1.0	0.6	0.2	0.2	--
V-53(9094)	64.4	25.0	8.7	---	1.3	0.4	0.1	0.1	--
V-54(9099)	68.5	20.0	9.8	--	1.2	0.3	0.1	0.1	--

1)Chl.2.4% 2)Kf.8.6% 3)Chl.1.1% 4)Kf.0.2% 5)Chl.0.2%,Kf.0.1%
6)Chl.2.5% 7)Chl.0.1% 8)Ser.3.5% 9)Ser.0.8% 10)Kl.Chl.24.1%

x) Modalanalysen aus TROLL (1966); +) Modalanalysen aus TROLL (1969)

Tab.2:Modalbestand von Amphiboliten des Bayer.Waldes (Vol.%)

Prob.Nr. (Schl.Nr.)	Amph.	Plag.	Qu.	Pyr.	Bi.	Erz	Tit.	Ap.	Rest
V-55(9096)	64.5	34.5	---	---	0.2	0.2	0.4	0.2	--
V-56(9091)	98.0	---	---	---	0.1	0.1	0.1	0.1	1)
V-57(8055)	66.9	15.5	10.0	---	0.2	2.0	0.1	0.7	2)
V-58(8732)	56.9	4.1	13.3	---	2.3	3.3	0.2	0.5	3)
V-59(8250)	61.1	35.7	---	---	---	sp.	sp.	0.6	4)
V-60(8733)	51.0	14.9	14.4	---	3.1	4.7	0.2	0.6	5)
V-61(9198)	65.8	23.5	9.8	---	0.4	0.2	0.2	0.1	--
V-62(9199)	75.0	17.3	6.8	---	0.2	0.4	0.2	0.1	--
V-63(9200)	71.0	21.2	8.5	---	---	0.1	0.1	0.1	--
V-64(8064)	66.2	17.8	3.6	9.4	---	2.0	0.7	0.3	--
V-65(8254)	61.6	30.8	3.0	sp.	2.6	1.7	sp.	0.4	6)
V-66(8260)	61.6	18.2	10.9	---	7.1	0.2	0.6	sp.	7)
V-67(7959)	43.8	18.2	24.4	sp.	0.8	2.0	sp.	0.2	8)
V-68(8729)	56.0	33.8	3.0	sp.	2.1	1.2	3.3	0.6	--
V-69(8726)	64.5	30.0	1.6	1.3	0.7	0.4	1.0	0.5	--
V-70(9499)	56.4	40.4	---	1.8	---	0.8	0.2	0.4	--
V-71(9500)	58.4	30.4	9.6	---	---	1.0	0.1	0.4	9)
V-72(9501)	54.2	45.0	---	---	---	0.6	0.1	0.1	--
V-73(9502)	96.8	2.5	---	---	---	0.4	0.2	0.1	--
V-75(9504)	44.1	55.6	---	---	---	0.1	0.1	0.1	--
V-76(9505)	49.4	45.7	--	4.2	0.1	0.4	0.1	0.1	--
V-77(9506)	55.4	sp.	---	0.8	---	0.6	0.1	0.1	10)
V-78(9507)	40.2	49.8	---	8.3	0.2	1.2	0.2	0.1	--
V-79(9508)	44.2	52.6	---	1.4	---	1.6	0.1	0.1	--
V-80(9509)	61.2	23.1	---	---	3.9	0.8	0.2	0.6	11)
V-81(9510)	35.6	30.0	---	1.8	31.5	0.4	0.1	0.6	12)
V-82(9511)	19.5	44.1	---	---	35.0	0.8	0.1	0.5	--

1)Antig.1.6% 2)Chl.0.1%,Gran.4.5% 3)Chl.1.0%,Ser.7.3%, Gran.11.0% 4)Chl.0.5%,Ser.2.5% 5)Gran.11.1% 6)Chl.0.1% 7)Chl.1.3%,Ser.0.1% 8)Gran.10.6% 9)Braune Hbl.:aktin.Hbl.= 1:1 10)Antig.ca.43.0% 11)Amph.=ca.55.0% aktin.Hbl. und 6.0% braune Hbl.,Kl.Chl.6.0% und Talk 4.0%

Tab.3:Optische Eigenschaften der Amphibole und Anorthitgehalte der Plagioklase(Mol.%) von Amphiboliten des Bayer.Waldes.

Probe Nummer	$2V_x$	Z/c	Anorth. Gehalt	Probe Nummer	$2V_x$	Z/c	Anorth. Gehalt
V-1	78	15	80	V-39	80	15	50
V-2	80	17	80	V-40	76	16	77
V-3,V-4	102	18	75	V-41	80	16	76
V-5	72	17	62	V-42	74	16	52
V-6	78	16	62	V-43	78	15	60
V-7	78	17	75	V-44	72	14	63
V-8	n.b.	n.b.	8-15/62[1)]	V-45	80	16	50
V-9	82	15	56	V-46	3)	4)	5)
V-10	80	16	80	V-47 bis			
V-11	80	14	40	V-56	76	16	63
V-12	76	16	84	V-57,V-58	62	13	65
V-13	80	16	82	V-59	80	17	69
V-14	73	14	80	V-60	80	18	86
V-15,V-16	75	15	30-45-55	V-61 bis			
V-17,V-18	n.b.	n.b.	30	V-63	78	16	65
V-19	70	17	35	V-64	74	17	81
V-20	84	14	54/95[2)]	V-65,V-66	72	15	54
V-21	75	16	52	V-67	70	13	67
V-22	76	15	52	V-68	76	16	65
V-23,V-24	70	17	30-40	V-69	68	13	65
V-35	n.b.	n.b.	35	V-70	73	14	67
V-26	80	16	35	V-71	76	15	68
V-27	74	17	26	V-72	74	16	67
V-28	72	14	27	V-73	72	24	65
V-29	70	17	40	V-75	70	16	70
V-30	80	17	52	V-76	72	14	62
V-31,V-32	83	14	60	V-77	73	13	--
V-35	72	15	31	V-78	74	14	67
V-36	n.b.	n.b.	55	V-79	78	16	67
V-37	n.b.	n.b.	52	V-80	77	16	65
V-38	n.b.	n.b.	40	V-81	74	17	35
				V-82	75	16	36

1)vgl.Kap.2.4.4.3.1. 2)vgl.Kap.2.4.4.3.3. 3)Braune Hbl.: $2V_x$=82-88°,Cummingtonit:$2V_z$=85° 4)Braune Hbl.und Cum.Z/c=18° 5)Kein Plagioklas

2.4. Mikroskopische Beschreibung der Amphibolite.

2.4.1. Meta-Ultrabasit von der Löwmühle (V-46)

Das Vorkommen wurde von BERNER (1971) eingehend petrographisch untersucht. Seiner Ansicht nach "handelt es sich hier um den Ausläufer eines stockartigen Gesteinskörpers (Ausdehnung: ca. 65 zu 15 m) der mit seiner langen Achse ungefähr im regionalen Streichen liegt" (BERNER 1971 S.98). Ebenfalls nach BERNER (1971 S.98/99) "lassen sich drei Zonen unterscheiden.
Zone 1 ist auf wenige, zentralgelegene Bereiche im Ultrabasit beschrängt. Im Handstück fallen mm-große Pyroxene bzw. pseudomorphe Amphibole auf, die sehr zahlreich sein können und als kantig begrenzte, dunkle Warzen und Knoten über die weichere Umgebung herauswittern. Die Grundmasse, an der im starken Maße jüngere Blattsilikate beteiligt sind, ist graugrün bis gelblich gefärbt. Typischer Gemengteil ist u.a. Olivin, dessen Körner durch freigesetztes Erz häufig dunkel rotbraun erscheinen und randlich oft von weissen Antigoritrinden umgeben sind.
Zone 1 ist der einzige Bereich, in dem die vollständige Mineralgesellschaft des Ultrabasits, einschließlich sämtlicher Neubildungen gemeisam auftritt.
Zone 2 bildet einen etwa 0.5-1 m breiten Streifen im Liegenden des Ultrabasits, der stark verschiefert ist. Auffalendster Bestandteil dieser Zone ist Olivin, dessen Anteil an der Liegendgrenze des Ultrabasitkörpers ungewöhnlich hoch ist (bis über 30%).
Zone 3 umfasst den weitaus größten Teil des Ultrabasits. Amphibole, die den filzigen Charakter und die graugrüne Farbe des Gesteins bewirken, erreichen hier ein starkes Übergewicht. Olivine und besonders Pyroxene fehlen völlig oder haben nur einen kleinen Gefügeanteil." (BERNER 1971)

Diese Unterschiede in der Olivinführung können bereits auf primäre Gegebenheiten im Gesteinskörper zurückzuführen sein, wenn eine Olivinanreicherung im Liegendbereich des Ultrabasits durch Absinken ausgeschiedener Kristalle erfolgte.Sie können aber auch als tektonisch geschonte Partien eines primär homogenen Körpers,in dem Olivin gleichmässig verteilt war,aufgefaßt werden.

Das Auftreten des Olivins ($2V_z=84^o$) hängt weitgehend vom Grad der mechanischen Durchbewegung des Gesteins ab.Die Umwandlung beginnt in der Regel an den Kornrändern,wobei um die Olivine herum zunächst Antigoritkränze,aus radial zur Wachstumsfront gestellten Blättern,entstehen.Die Olivinreste im Kern der Antigoritaggregate sind aus einem feinen Erzpigment(vermutlich Magnetit) durchstäubt.Bei der Antigoritisierung der Olivine bleiben die primären idiomorphen Kristallformen weitgehend erhalten.Seltener erfolgt die Zersetzung entlang von Spaltrissen im Inneren des Kristalls,wobei ein maschenartiges Gewebe aus Chrysotilsträngen entsteht.In den unter niedrig thermalen Bedingungen stark durchschieferten Gesteinsbereiche hat der Antigorit eine deutliche Vormachtsstellung.Die Maschen im Inneren des Olivins können auch aus "Iddingsit" bestehen der durch seine biotitähnliche Interferenzfarben und seinen isotropen Charakter gekennzeichnet ist.Manchmal tritt anstelle von Antigorit auch ein feinfaseriges Talkaggregat auf.

Amphibol ist die Hauptkomponente mit ca 70-90 Vol.% Anteil. Es lassen sich aufgrund ihrer optischen Eigenschaften zwei Amphibolarten unterscheiden: hellbraune (N_x=blassgelb,$N_y=N_z$= hellbraun)cummingtonitische Hornblende ($2V_x=80-90^o$) und farbloser Cummingtonit ($2V_z=80-90^o$) mit feinnadeligen Habitus sind regellos miteinander verwachsen und stellen die Grundmasse

des Gesteins dar.Es lässt sich eine räumlich unterschiedliche Verteilung der beiden Amphibolarten erkennen;Cummingtonit überwiegt hauptsächlich in olivinreichen,cummingtonitische Hornblende dagegen in olivinarmen Gesteinspartien.Das könnte bereits auf primäre Unterschiede im Gesteinschemismus zurückzuführen sein und spricht für eine magmatisch-gravitative Olivinanreicherung in den betreffenden Teilen des Gesteins. Grünliche Klinochlorkristalle bilden einen wesentlichen Anteil des Gefüges.Sie treten meist nestartig angereichert auf und bestehen aus büschelig angeordneten Tafeln,die ihrem Auftreten nach möglicherweise Pseudomorphosen nach älteren magmatisch entstandenen Mineralphasen (Pyroxene) darstellen. Besonders entlang der stärker durchbewegten Zonen erscheint Klinochlor stark verbogen und geknickt ("kink bands";vgl. auch BERNER 1971).Lamellarverzwillingung nach (001) kommt häufig vor.Phlogopit kommt gelegentlich vor und bildet mm-große Anhäufungen von regellos zusammengefügten Schuppen. Orthopyroxen und Klinopyroxen sind als Kern in den aus ihnen entstandenen Amphibolen vorhanden.Den größten Erzanteil haben die Eisenminerale Magnetit,Hämatit,Pyrit und Goethit;weniger häufig kommt Ilmenit vor.
Apatit ist ein akzessorischer Bestandteil und hauptsachlich an die Amphibole gebunden.Feldspat wurde nicht nachgewiesen.

2.4.2. Amphibolite mit "gabbroiden" Mineral- und Gefügereliken (Gabbroamphibolite).

a) Vorkommen Hochberg (V-15,V-16) und Vocking (V-19)

Gefüge- und Mineralbestandteile des magmatischen Zyklus nachzuweisen,ist aus petrogenetischen Gesichtspunkten wichtig. Es ist jedoch keinesfalls eine leichte Aufgabe,da in den

meisten Fällen die Veränderung der P-T-X-Bedingungen und Bewegungsvorgänge während der Metamorphose den ursprünglichen Charakter des Gesteins zerstören können.Besonders reaktionsfreudig verhalten sich dabei die mafischen Minerale,die sehr leicht rekristallisieren,während felsische Bestandteile,wie z.B.Plagioklase weniger reaktionsfreudig sind und daher länger erhalten bleiben.In seltenen Fällen jedoch,wo die Durchbewegung nur ein geringes Ausmaß erreichte,können primäre Gefügeeigenschaften und Mineralbestandteile erhalten bleiben, so daß sie als "Relikte" wichtige Zeugen des prämetamorphen Zustands werden.

In den Gabbroamphiboliten des Untersuchungsgebietes kommen sowohl Mineral- als auch Gefügerelikte vor.Die Proben V-45 und V-76 die,wie bereits erwähnt,aufgrund ihrer engen Verknüpfung (vgl.S.6) mit basischen und ultrabasischen Gesteinskörpern als sichere Orthoamphibolite gelten,können nicht in diesem Kapitel mitbehandelt werden,da trotz detaillierter mikroskopische Untersuchung der Nachweis von magmatischen Relikten unmöglich war.

Der Vockinger Amphibolit (V-19=T-5125) besitzt ovale,im Durchmesser 1-3 cm große,helle Flecken aus vorwiegend Plagioklas, welche möglicherweise primäre Eruptivstrukturen nachzeichnen. Der ursprüngliche Mineralbestand hat sich weitgehend den neuen Metamorphosebedingungen angepasst (vgl.Kap.Biotitamphibolite),so daß sich keine Anzeichen eines ophitischen Gefüges mehr finden lassen.Die Vermutung,daß es sich um einen ehemaligen Magmatit handelt,kann nur mit Hilfe der obenerwähnten hellen Plagioklasflecken begründet werden.

Ganz sichere Gefüge- und Mineralrelikte enthält dagegen der Metabasit von Hochberg,der sowohl in einer grobkörnigen

(V-16=T-6332) als auch in einer feinkörnigen (V-15) Varietät vorkommt (vgl.Tab.1).

Leistenförmige,sperrig angeordnete idiomorphe Plagioklase beherrschen das mikroskopische Bild und stellen offensichtlich magmatische Faziesrelikte eines ehemaligen "Gabbros" dar.Die Zwischenräume sind mit Mafiten aufgefüllt.Daraus ergibt sich ein echtes ophitisches Gefüge,das dem ehemaligen "Gabbro" eigen war (Abb.4).Ein weiteres Merkmal der "gabbroiden" Plagioklase ist ein starker Zonarbau,der in dieser ausgeprägter Form in keinem der anderen Amphibolite anzutreffen ist.Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt im Kernbereich zwischen An_{50}und An_{60} und erreicht,nach außen hin allmählich abnehmend,in den Randpartien Werte von An_{33}-An_{35}. Bei einem kleineren Teil und besonders bei Einschluß-reichen Plagioklaseinsprenglingen sind mehrere,scharf begrenzte Zonen unterschiedlichen Anorthitgehaltes vorhanden (Abb.5).

Den langgestreckten Plagioklasen von Hochberg mit einem Längen-Breiten-Verhältnis von ca.4:1 stehen die annähernd isometrischen,gedrungenen Tafeln von Vocking gegenüber.Letztere sind auch dadurch charakterisiert,daß sie keinerlei Zonarbau zeigen und außerdem einen niedrigeren Anorthitgehalt (durchschnittlich An_{30-35})(vgl.auch Kap.Biotitamphibolite) aufweisen. Verzwillingungen nach dem Albit- und weniger häufig Periklingesetz herrschen bei den Plagioklasen vor.Ein weiterer Hinweis für die magmatische Herkunft der Plagioklase von Hochberg sind zahlreiche runde Pyroxeneinschlüsse in einem Teil der Plagioklase,die nachträglich biotitisiert und uralitisiert wurden (Abb.5).Außerdem kommen nadelige Apatiteinschlüsse vor, die parallel (001) oder (010) von Plagioklas orientiert sind. Infolge mechanischer Beanspruchung sind einige der Plagioklase

Abb.4: Gabbroamphibolit,Vorkommen Hochberg (V-16=T-6332). Ophitisches Gefüge als Zeuge der magmatischen Herkunft. Mitte links (Pfeil):Beginnende Amphibolisierung des Pyroxens der seinerseits Ilmenittäfelchen eingelagert hat. Nic.+,Schliff Nr.7969/3.

verbogen und zerbrochen,ohne daß dabei Mörtelstrukturen entstanden wären.Jüngere Minerale,vor allem Biotit und Amphibol, wachsen in die Bruchfugen hinein.

Orthopyroxen (Hypersthen,$2V_z=62^o$) und Klinopyroxen ($2V_z=58^o$, $Z/c=41^o$) kommen nebeneinander vor und stellen die ältesten reliktisch erhaltenen,aus der Schmelze auskristallisierten Minerale dar,wobei Klinopyroxen gegenüber Orthopyroxen bei weitem überwiegt.Typisch für die Pyroxene sind parallel (100) eingelagerte,gut idiomorphe,braune Entmischungsschuppen von Ilmenit die in der Regel die Kernpartien des Kristalls bevorzugen (Abb.4) und einen weiteren Beweis für die Orthonatur des Amphibolits darstellen."Diallagabsonderung" kommt eben-

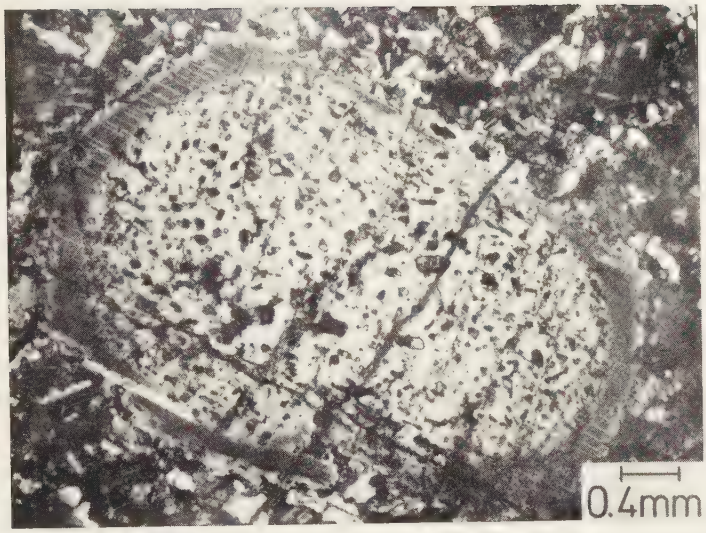


Abb.5: Gabbroamphibolit,Vorkommen Hochberg (V-15):
Stark zonargebauter Plagioklaseinsprengling mit zahlreichen Pyroxeneinschlüßen;Ein Beweis der magmatischen Herkunft. Nic.+,Schliff Nr.8047.

falls vor.Die erste Phase der Gesteinsumwndlung ist eine weitgehende Umbildung der Pyroxene in olivgrüne Hornblende I,die randlich und fleckenweise erfolgt (Abb.4).
Farblose bis schwach bläulichgrüne aktinolithische Hornblende II, die durch ihren nadeligen Habitus charakterisiert ist,entsteht hauptsächlich auf Kosten der Mafite während der anatektischen Phase (vgl.S.3 und Kap.Biotitamphibolite).Auch Plagioklas wird zum Aufbau der aktinolithischen Hornblende II verbraucht,wobei sie nadelig und fingerartig in die Plagioklase hineinwächst. Die einzelnen feinen Hornblende-II-Nadeln fügen sich in büscheligen Kornhaufen zusammen,wobei die Umrisse der Primärphase erhalten bleiben.Eine Regelung der einzelnen Kristalle innerhalb der Kornaggregate kommt im allgemeinen nicht vor,was für

das völlige Zurücktreten von Durchbewegungen während dieser Phase der Mineralbildung spricht.

Biotit entsteht durch Kaliumzufuhr (TROLL 1966) aus Pyroxen und olivgrünen Hornblenden I,während seine Altersbeziehung zur aktinolithischer Hornblende II zunächst unklar ist.Da sie sich jedoch gegenseitig nicht verdrängen,scheinen beide etwa gleiches Alter zu haben.An Biotit ist die Hauptmenge des opaken Mineralbestandes (Ilmenit,Magnetit,Pyrit) und des Titanits gebunden.

b) Ehemaliger Olivingabbro;Vorkommen Ruhmannsberg (V-77)

Olivin kommt als Relikt vor.Seine optischen Eigenschaften und Umwandlung stimmen weitgehend mit denen aus dem Meta-Ultrabasit (V-46) überein.Grasgrüne Hornblende (N_x=hell bräunlichgelb, N_y=N_z=gras- bis meeresgrün) bildet den überwiegenden Gefügeanteil und zeigt nicht selten gut idiomorphe Rautenschnitte. Amphibol II ist ein farbloser Cummingtonit der hauptsächlich sekundär aus Olivin entsteht.Klinozoisit kommt akzessorisch vor und ersetzt wahrscheinlich primäre Plagioklase.

2.4.3. Der Eklogitamphibolit von Sternschuß (V-20=T-6325).

Es handelt sich um das einzige bekannte Metabasitvorkommen aus dem Untersuchungsgebiet,für das eine Abstammung aus einen ehemaligen Eklogit sicher ist.Das Gestein ist retrograd in einen Amphibolit umgewandelt.Die für die Eklogite typischen Mineralphasen Omphazit und Granat sind noch vorhanden;Sie werden in zunehmenden Maße zugunsten von brauner Hornblende, Diopsid und Plagioklas instabil.Dadurch resultiert eine neue Mineralparagenese,bei der die Merkmale der Amphibolitfazies gegenüber der der Eklogitfazies bei weitem überwiegen.

Die mikroskopische Bearbeitung läßt ein granoblastisches Pflastergefüge erkennen,das von den Hauptmineralphasen Hornblende und Pyroxen gebildet und durch diablastische Hornblende-Pyroxen-Plagioklas-Aggregate aufgelockert wird (Abb.6). Diese stellen eine weitgehend fortgeschrittene Kelyphitisierung des Altbestandteils Granat dar.Der primäre Anteil des Granats im Eklogit läßt sich durch die Intergration der Kelyphite auf etwa 20-25 Vol.-% bestimmen,während der nun übriggebliebene Granatrest 0.5 Vol.-% kaum überschreitet (Tab.2). Der kelyphitische Zersatz des Granats beginnt von außen her; dabei entstehen keulige Hornblenden stellenweise auch Pyroxen; sie sind radial zur Granatfront (Wachstumsfront) angeordnet und in einer Grundmasse von Plagioklas eingebetet (Abb.6). Die Hornblenden innerhalb der Kelyphite zeigen kräftig braune Farbtöne wie die der Grundmasse.In den meisten Aggregaten ist die Kelyphitisierung der Granate soweit fortgeschritten,daß kein Granatkern mehr vorhanden ist (Abb.6:rechte Bildfläche). Omphazit wurde im frischen Zustand kaum angetroffen.Das fast farblose Mineral geht randlich in braune Hornblende über (Abb.6:oben Mitte),so daß sich die Entstehung der im Gestein vorherrschenden braunen Hornblende aus Omphazit erklären läßt. Weniger häufig werden die Omphazite von Plagioklasflecken diablastisch durchwachsen.Außerdem erfolgt eine Umwandlung in ein granoblastisches,feinkörniges Gemenge aus Pyroxen II (diopsidischer Pyroxen) und Plagioklas.Mit Hilfe der optischen Daten ($2V_z$=60-62°,Z/c=40-42°) allein läßt sich der Omphazit nicht mit Sicherheit identifizieren.Eine genauere Erfassung der Zusammensetzung des Omphazits mit Hilfe chemischer Analyse war jedoch wegen zahlreicher Einschlüsse und Umbildungen in Hornblende,Diopsid und Plagioklas nicht möglich.

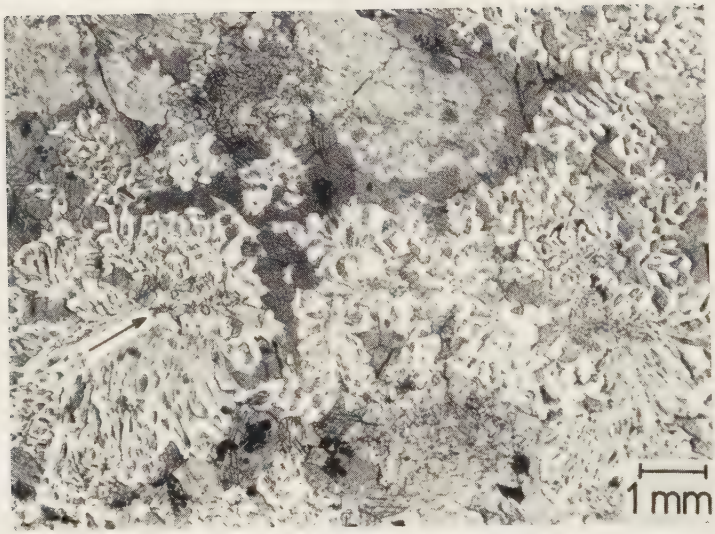


Abb.6: Eklogitamphibolit,Vorkommen Sternschuß (V-20=T-6325): Diablastische Hornblende-Plagioklas-Verwachsungen,mit einem winzigen Granatkern (Pfeil),als Umwandlungsprodukt des ehemaligen Granats. Oben Mitte:Beginnende randliche Umwandlung des Omphazits in braune Hornblende. Nic.//,Schliff Nr.8262.

Die flammenphotometrische Ermittlung von Na_2O (Jadeitkomponente) ergab jedoch die für Pyroxene eklogitischer Gesteine typischen Werte (ca.3-3.5 Gew.-% Na_2O).

Die Hauptkomponente des Gesteins besteht aus kräftig braunen Hornblenden (N_x=gelblichbraun,$N_y=N_z$=kräftig rotbraun),die kaum Umwandlungserscheinungen in anderen Mineralphasen zeigen.

Der Plagioklas der Granatkelyphite nähert sich in seiner Zusammensetzung mit ca.An_{90} dem Chemismus eines reinen Anorthits,während der weniger häufigere Plagioklas der Grundmasse, der auf Kosten von Omphazit entstanden ist,nur ca.An_{60} aufweist. Die Unterschiede dürften bereits auf primär verschieden aufgebauten Mineralphasen (Omphazit und Granat)zurückzuführen sein.

Beide Plagioklase sind frisch,ohne jede Spur von Serizitisierung.Ilmenit,Pyrit,Magnetit und Goethit sind die wichtigsten Erzkomponenten.Die typischen Eklogitminerale Rutil und Disthen konnten nicht nachgewiesen werden.

2.4.4. Amphibolite ohne Mineral-und Gefügerelikte.

2.4.4.1. Amphibolite mit Kristallisationsschieferung.

2.4.4.1.1. Plagioklas-Amphibolite (einschl.Quarz-Amphibolit (V-66)und Pyroxen-Amphibolit (V-29=T-6350))

Es handelt sich um den häufigsten Amphibolittypus im Untersuchungsgebiet,bei dem im Handstück eine stark schiefrige Textur erkennbar ist.Die Hornblenden bilden u.d.M. ein netzartiges Grundgewebe,in dessen Zwischenräume die Plagioklase stecken.Es entsteht dadurch ein grano- bis nematoblastisches Gefüge,in welchem die Hauptkomponenten Hornblende und Plagioklas z.T. mit buchtigen Grenzflächen aneinander stossen.
Die zunehmende Durchbewegung bewirkt ein gerichtetes Gefüge, wobei vorwiegend die Hornblenden und weniger deutlich die Plagioklase mit ihren c-Achsen parallel dem Gesteins-"b"angeordnet sind (Abb.7).Es kommt nur selten zu einer mikroskopisch erfaßbaren,lagigen und zeiligen Differenzierung der Hauptkomponenten und damit zu Bildung von Hornblende- bzw.Plagioklasbetonten Teilgefügen (metamorphe Differentiation).
Die Plagioklase sind von nahezu isometrischer,gedrungener, Gestalt.Sie besitzen unregelmässige Korngrenzen und nur selten einen schwach angedeuteten Zonarbau.Somit sind Kristalleigenschaften,die zu den sicheren Kriterien für eine magmatische Herkunft der Plagioklase gehören wie leistenförmiger Habitus,deutlicher Zonarbau und Idiomorphie bzw.Hypidiomorphie nicht vorhanden oder völlig verwischt.Der Anorthitgehalt schwankt zwischen An_{50-80} mit einem Maximum zwischen An_{60} und

Abb.7: Plagioklas-Amphibolit,Vorkommen Zapfenried (V-14): Granoblastisches Pflastergefüge mit deutlicher kristallographischer Regelung der Hornblenden. Schnitt senkrecht "b";Nic.//,Schliff Nr.8066.

An_{70} (Tab.3).Verzwillingung tritt (hauptsächlich) nach dem Albitgesetz,weniger häufig kommt das Periklin- und Karlsbadergesetz vor.Hie und da weisen verbogene und z.T. zerbrochene Plagioklase auf eine postkristalline Deformation hin. Sekundärminerale,wie Chlorit,füllen nicht selten die Bruchfugen aus.Häufig sind die Plagioklase serizitisiert besonders in den Kernpartien.Diese Serizitisierung reicht in einigen Fällen bis zu einer fast vollständigen Verdrängung der Plagioklase durch Serizitaggregate (Beispiel dafür das Vorkommen Kuhberg,V-2,vgl.Tab.2).Die häufigsten Plagioklaseinschlüße sind Apatit,Titanit,Quarz und Zirkon.Antiperthite kommen nur selten vor.Den größten Anteil an den Amphibolen hat im gesamten Untersuchungsgebiet eine kräftig braune bis olivgrüne,gemeine Hornblende,welche die älteste Amphibolgeneration und

die wichtigste Mineralphase des Gesteins ausmacht (vgl.Tab.2). Die langprismatischen Kristalle (Länge bis ca.2 mm) zeigen gelegentlich in Schnitten senkrecht zur c-Achse gut idiomorph begrenzte Rautenschnitte (Abb.7).Selten kommt Verzwillingung nach (001) vor.Untergeordnet erscheint auch eine grasgrün bis blaugrün gefärbte,aktinolithische Hornblende,die hauptsächlich aus der braunen Hornblende oder,soweit vorhanden,aus Pyroxen entsteht.Vor allem in den Amphiboliten am nördlichen Donauufer (V-44 bis V-69,Bl.Obernzell,Tab.1) bilden sich um die braune Hornblende schmale Außensäume von aktinolithischer Hornblende,und geringfügig entsteht letztere auch auf Kosten benachbarter Plagioklase,indem sie von der braunen Hornblende aus mit nadeligen Formen in den Plagioklas hineinwächst.
Ein weitaus größeres Ausmaß erreicht die Verdrängung der braunen Hornblende durch aktinolithische Hornblende in den Plagioklas-Amphibolitschollen der Anatexite (z.B.Vorkommen Fischhaus,V-31 bis V-34,vgl.auch Biotitamphibolite und Kap. 2.5.),wobei letztere fast die Hälfte des Gesamtamphibols ausmachen können.Titanit,Apatit und opakes Erz sind ferner die auffälligsten Einschlüsse in den Hornblenden.
Quarz ist mengenmäßg nur in den Amphiboliten des nördlichen Donauufers (Bl.Obernzell,V-44 bis V-69,Tab.1 und Tab.2) von Bedeutung,in deren Modalbestand er mit einigen Vol.-% auftritt. Nur im Vorkommen Kanzel (V-66=T-6342) tritt Quarz als Hauptgemengteil mit über 10 Vol.-% auf.Er bildet allgemein in "s" gestreckte,amöboide Körner mit verzahnten Korngrenzen,die hauptsächlich die Zwickel im Gefüge ausfüllen.Sonst ist Quarz ein akzessorischer Bestandteil.
Biotit entsteht auf Kosten ältere Mafite und tritt nur sporadisch auf.Klinopyroxen kommt nur im Vorkommen Obersteinbach

(V-29=T-6350) als Hauptkomponente vor,sonst ist Pyroxen in einer Anzahl von Proben nur mit wenigen Vol.-% vertreten (Tab.2).Sein Achsenwinkel $2V_z$ beträgt ca.60°,seine Auslöschungsschiefe Z/c ca.37°.Er hat gleiches Alter wie die Hornblende und zeigt keine Eigenschaften,die auf eine Entstehung aus dem Magma hindeuten.Der größte Teil des opaken Mineralbestandes besteht aus Ilmenit;weniger häufig kommen Magnetit und Pyrit vor.Einige der Ilmenite zeigen Leukoxen-Außensäume. Titanit ist ebenso reichlich wie Ilmenit vorhanden,jedoch (wie Tab.2 zeigt) schließen sich diese beiden Titanminerale gegenseitig aus.Seine Hauptverbreitung hat Titanit im Amphibolit des Vorkommens Kuhberg (V-2,Tab.1 und Tab.2)wo er große, z.T. gut idiomorphe Kristalle bildet,die gelegentlich nach (100) verzwillingt sind.
Die hohen Titanit- und Ilmenitgehalte und die niedrigen Quarzgehalte,die für die Mehrzahl der Amphibolite aus dem Bayerischen Wald geradezu charakteristisch sind (Tab.2) geben die ersten Hinweise auf einer nichtsedimentären Herkunft der betreffenden Amphibolitkörper,da bekanntlich mergelige Sedimente,die als Ausgangsprodukt der Paraamphibolite in Betracht kommen, keinesfalls primär in so hohen Mengen Titan enthalten können. Apatit ist ein stetiger Übergemengteil der Amphibolite.Er bildet gut idiomorphe langgestreckte Kristalle,die z.T. in einer sehr feinen Ausbildung vorkommen.Zirkon kommt selten vor. Epidot und Klinozoisit sind hie und da beobachtet worden.Sie entstehen sekundär auf Kosten anderer Minerale.Kalifeldspat kommt spärlich vor.

2.4.4.1.2. Granatamphibolite

Granatamphibolite sind im gesamten Raum des Bayerischen Waldes

verglichen mit der Häufigkeit der Plagioklas-Amphibolite eine seltene Amphibolitvarietät.Im Gebiete der Bunten Serie jedoch und besonders in den steilen Felshängen des nördlichen Donauufers auf Blatt Obernzell,kommen recht häufig Amphibolite vor,die durch einen höheren Granatgehalt charakterisiert sind.Die Granate haben einen Durchmesser von 1-3 mm,im Extremfall erreichen sie sogar Korngrössen von über 1 cm im Durchmesser,sind gleichmäßig über das Gestein verteilt und besitzen häufig einen mit bloßem Auge erkennbaren hellen Kelyphitsaum. Das mikroskopische Gefüge entspricht dem der Plagioklas-Amphibolite (Kap.2.4.4.1.1.),jedoch unterscheiden sie sich von jenen in ihrer modalen Zusammensetzung,abgesehen von der Granatführung,durch das reichliche Auftreten von Quarz und das Zurücktreten von Plagioklas in der Grundmasse.Vom Eklogitamphibolit unterscheiden sie sich hinsichtlich der kelyphitischen Verwachsungen des Granats indem hier diablastische Strukturen nicht vorhanden sind.Die Granate zeigen unregelmäßige,buchtige Formen und enthalten zahlreiche Einschlüsse,hauptsächlich von amöboiden Quarz,von feinverteilten Rutil als gepanzertem Einschluß und untergeordnet von Amphibol.Die kelyphitische Verwachsungen bestehen hauptsächlich aus Plagioklas mit ca.An_{80} und stelenweise entkalkten Partien,blaugrünem Amphibol II, untergeordnet aus brauner Hornblende I und als Erz hauptsächlich Ilmenit,der typische diablastische Verwachsungen mit Amphibol II bildet.Der primäre Granatanteil im Gestein wird auf ca. 20-25 Vol.-% geschätzt,von dem nunmehr noch die Hälfte unzersetzt vorhanden ist.Das Mengenverhältnis Plagioklas/Amphibol in den Kelyphiten beträgt 4:1 oder 3:1.Im allgemeinen sind die Kelyphite gleichmäßig um den Granat entwickelt und ihre Außengrenzen deuten auf eine primär idiomorphe Granatform. Bemerkenswert ist,daß die Kelyphite um den Granat dort bevor-

zugt entstehen,wo der Granat von Hornblenden umflasert wird, während Granate in einer Quarzmörtelmasse von der Kelyphitisierung im allgemeinen verschont werden.Das weist darauf hin, daß die Kelyphitisierung eine Art Reaktion zwischen Granat und Hornblende und nicht eine reine Umwandlung des Granats darstellt.Die Plagioklase sind außerhalb der Kelyphite entschieden ärmer an Anorthitkomponente (An_{50-55}),spielen jedoch mengenmäßig keine so bedeutende Rolle.

Hornblende I macht bei weitem die Hauptkomponente des Gesteins aus und ist durch tief olivgrüne Farbtöne gekenzeichnet. Pleochroismus: N_x=blaß olivgrün;N_y=N_z=tief olivgrün nach tief braun.Sie geht randlich in blaugrüne aktinolithische Hornblende über.Die auffallendsten Einschlüße sind Ilmenit und Titanit. Hauptsächlich von Quarz wird Hornblende buchtig korrodiert. Quarz ist unter den hellen Gemengteilen das vorherrschende. Außerhalb der Granate bildet Quarz zusammenhängende Aggregate,die aus einzelnen verzahnten und undulös auslöschenden Körner bestehen;oder füllen einzelne Quarzkörner den Raum zwischen den Hornblenden aus.Biotit ist in einzelnen Schuppen von dunkel rotbrauner Farbe vorhanden und entsteht nachweislich auf Kosten der Hornblende I.

2.4.4.2. Anatektisch und metasomatisch überprägte Amphibolite.

2.4.4.2.1. Biotitamphibolite

Amphibolite mit erhöhten Biotitanteil haben ihre Hauptverbreitung in den Paliten und Anatexiten des Raums zwischen Saldenburger und Hauzenberger Granitmassiv südlich des Pfahls (s.Fundortkarte).In diesem Gebiet gibt es mit Ausnahme des Vorkommens Obersteinbach (V-29) ausschließlich Biotitamphibolite.Die mikroskopische Untersuchung zeigt,daß Biotit die

vorherrschende Komponente des Gesteins darstellt (vgl.Tab.2). Die Ursache der Biotitisierung ist auf eine kräftige Alkalisierung der Metabasite dieses Gebietes während der Anatexis der umgebenden Gesteine (TROLL 1966,STEINER 1972) zurückzuführen,wobei Biotit auf Kosten der primären Mafite entstanden ist.Dabei verschwinden die braunen Hornblenden bis auf reliktische Spuren (z.B.Vorkommen Neuhausmühle V-35,vgl.Abb.8). Eine weitere Veränderung des primären Mineralbestandes ist die Herabsetzung der Anorthitgehalte der Plagioklase,wobei eine Angleichung zu denen der umgebenden Anatexite erfolgt, sowie eine Neusprossung von blaugrüner aktinolithischer Hornblende.Der Mineralassoziation mit gemeiner brauner Hornblende+ Labrador±Pyroxen±Granat der Amphibolite mit Kristallisationsschieferung,die anatektisch nicht beeinflußt wurden,steht die der Biotitamphibolite gegenüber mit aktinolithischer Hornblende+(oligoklas-Andesin)+Biotit.Schwächer von der Anatexis und Alkalisierung erfasste Amphibolite am Rande des obengenannten Gebietes im mittleren Bereich der Blätter Hutthurm (V-30 bis V-34) und Grafenau (V-21,V-22),ebenso das Vorkommen Obersteinbach (V-29=T-6350),das durch seine Mächtigkeit (ca.30-50 m mächtig,vgl.Tab.1),stellen ein Übergangsstadium zu den Amphiboliten mit Kristallisationsschieferung dar.Die Plagioklase bleiben in der Regel erhalten,die Hornblenden jedoch gehen weitgehend randlich in blaugrünen Varietäten über (vgl.S.24). Als einen weiteren charakteristischen Unterschied gegenüber den Amphiboliten mit Kristallisationsschieferung erkennt man u.d.M. eine weitgehende Umbildung des ursprünglichen,gerichteten Gefüges zugunsten eines nahezu richtungslosen,granoblastischen Gefüges.Lediglich die Biotite zeigen eine schwache Regelung kaum aber die Amphibole.Das bedeutet jedoch keines-

falls,daß die Anatexis ohne das Einwirken von Durchbewegungen stattgefunden hat,sondern es besteht die Möglichkeit,daß das teilweise aufgeschmolzene Nebengestein die Amphibolitschollen von solchen Durchbewegungen geschont hat.

Biotit fällt durch seinen starken Pleochroismus auf.Die Hauptmenge der Biotite ist durch tief rotbraune Farben (N_X=gelbbraun,N_Y=N_Z=rotbraun) gekennzeichnet.Seltener und vorwiegend im NW-Teil des genannten Gebietes kommen Biotite vor,die durch olivbraune Farbtöne (N_Z) charakterisiert sind.Typisch für die Biotite sind Titanausscheidungen,die hauptsächlich als Leukoxen,weniger häufig als Ilmenit,Spaltrisse füllen oder die einzelnen Biotitscheiter umkränzen.Basisschnitte zeigen Sagenit.Als sonstige Einschlüße im Biotit sind idiomorphe Apatite oder seltener Zirkone anzutreffen.Eine Umwandlung des Biotits in Chlorit ist an manchen Stellen zu beobachten.Zuweilen sind die Biotite verbogen oder geknickt.

Die aktinolithische Hornblende bildet in der Regel winzige Kristalle,die sich zu größeren Kornhaufen mit unterschiedlicher Orientierung der einzelne Kristalle zusammenfügen.

N_Z kann durch blaugrüne oder durch blaßgrüne Farbtöne gekennzeichnet sein.Zuweilen kommen beide Arten vor,indem der blaßgrüner Amphibol die Kernpartien,der blaugrüner die Außenbereiche einnimmt,was beim Vorkommen Neuhausmühle (V-35) besonders deutlich zu sehen ist.Bei der Verdrängung der primären braunen Hornblende I durch aktinolithische Hornblende II wird sauerer Plagioklas frei,der in Form feiner Tropfen die verdrängende Hornblende II diablastisch durchwächst (besonders deutlich beim Vorkommen Neuhausmühle;V-35).

Orthopyroxen wurde nur in wenigen Proben als reliktisch-akzessorischer Bestandteil angetroffen;häufiger kommt Klinopyroxen

Abb.8: Biotitamphibolit,Vorkommen Neuhausmühle (V-35).
Reliktisch erhaltene braune Hornblende I des voranatektischen Stadiums (Hbl.I im Bild) wird von blaugrüner aktinolithischer Hornblende II des anatektischen Stadiums (Hbl.II im Bild) verdrängt.Nic.//,Schliff Nr. /8063.

vor,entweder als Rest inmitten von großen Aktinolithkornhaufen oder seltener als selbstständiger Kristall der jedoch wiederum kräftig uralitisiert wird.

Plagioklas zeigt stets isometrische amöboide Formen und füllt in der Regel Zwickel zwischen den mafischen Mineralen aus. Ein schwacher Zonarbau kommt selten vor.Fast immer ist der Plagioklas von schmalen Albitlamellen durchzogen,während Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader- oder Periklingesetz weniger häufig sind.Viele der Plagioklase werden sekundär serizitisiert.Kalifeldspat ist häufig als Antiperthit im Plagioklas eingeschloßen,seltener bildet er selbsständige Individuen aus,die nach dem Periklingesetz verzwillingt sein können.

Das Fehlen von Kalifeldspat in den Biotitamphiboliten spricht dafür,daß die Metabasite im Gegensatz zu den anatektischen Hüllgesteinen,bei der Anatexis nicht mit K_2O-Lösungen gesättigt waren.Quarz tritt nur im Vorkommen Karlsbach (V-36=T-6322) in nennenswerten Mengen auf (ca.10 Vol.-%,vgl.Tab.2).In der Regel füllt der akzessorisch vorhandene Quarz Zwickel im Gestein auf.Apatit ist in den Biotitamphiboliten reichlich vorhanden,in einigen Vorkommen sogar in ungewöhnlich große Mengen (vgl.Kap.2.5.2.).Er bildet gut idiomorphe langprismatische Säulchen (Länge ca.0.3 mm) die hauptsächlich an den Biotit gebunden sind.Ilmenit bildet die Haupterzphase;weniger häufig kommt Magnetit und Pyrit vor.

2.4.4.3. Die kontaktmetamorph überprägten Amphibolite.

Es handelt sich um die Vorkommen Schachten (V-3,V-4),Ranzing (V-8) und Schauerbach (V-80),die,wie die mikroskopische Untersuchung zeigt,ihre jetztigen Gefügeeigenschaften und Mineralassoziationen zum größten Teil einer Kontaktmetamorphose durch den jeweils benachbarten Granit verdanken.Die periplutonische Kontaktmetamorphose bewirkte eine starke Rekristallisation des primären Mineralbestandes und eine völlige Umbildung des vorher regionalmetamorphen gerichteten Gefüges in ein Hornfelsgefüge. Stellenweise treten jedoch Mineralrelikte auf,haupsächlich braune Hornblende und Plagioklas,die Faziesrelikte des vorhergehenden regionalmetamorphen Stadiums darstellen.Dabei zeigt sich,daß diese Kontakteinwirkung des Granits im wesentlichen ohne nennenswerten Stoffzufuhren (z.B.Kalium) stattgefunden hat,also isochem verlaufen ist.Während sich das Vorkommen Schachten (V-3,V-4) deutlich als eine unmittelbar am Granitkontakt eingeschloßene Linse auskartieren läßt (s.Fundort-

karte und Tab.1) ist die räumliche Beziehung des Vorkommens Ranzing (V-8)(Linsen im stark zersetztem Gestein,das vermutlich Perlgneis ist) und die des Vorkommens Schauerbach (V-80; Leseblöcke in unmittelbare Nähe des Granits) zum Granit aus der Geländebeobachtung nicht klar ersichtlich,was auf die ungünstigen Aufschlußverhältnisse zurückzuführen ist.
Die dunkelgrünen Gesteine sind von feinkörnigem,dichten Hornfelscharakter.Der mikroskopische Befund erlaubt eine Untergliederung nach Mineralassoziationen.

1. Vorkommen Ranzing:aktinolithische Hornblende+Plagioklas
2. Vorkommen Schauerbach:aktin.Hornblende+Talk+Chlorit+Plag.
3. Vorkommen Schachten: Cummingtonit+Plagioklas+Diopsid+ Hypersthen$^{\pm}$braune Hornblende (Altbestandteil)

2.4.4.3.1. Der Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Ranzing(V-8).

Es handelt sich um einen ehemaligen Granatamphibolit,möglicherweise Eklogit,dessen Granate nun restlos in ein granoblastisches Mosaik aus äquidimensionalen Plagioklasen (Labrador) und braunen Hornblenden,bzw.deren Umwandlungsprodukt aktinolithische Hornblende,zerfallen sind,wobei jedoch ihre ursprüngliche idiomorphe Kristallformen völlig erhalten bleiben und als solche leicht zu identifizieren sind (Abb.9).
Die beim Eklogitamphibolit dominierenden diablastischen Granatstrukturen kommen hier nicht vor.Das mikroskopische Gefüge besteht aus einem feinem Grundgewebe regellos angeordneter,feiner Amphibolnadeln (aktinolithische Hornblende),in dem die größeren ehemaligen Granate gleichmäßig verteilt sind (Abb.9). Hornblende mit braunen Farbtönen (N_z=kräftig braun),die dem voraktinolithischem Mineralbestand eigen war,ist im Grundgewebe nur reliktisch vorhanden.Häufiger finden sich jedoch braune Hornblenden in der Nähe der ehemaligen Granate,entweder

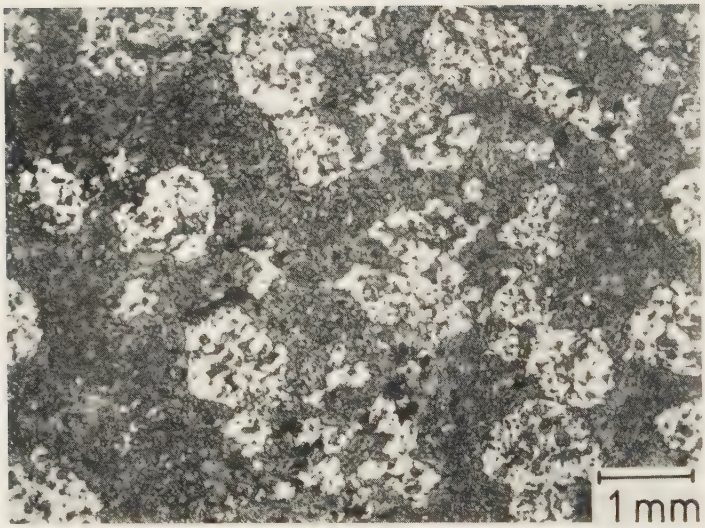


Abb.9: Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Ranzing (V-8): Grundgewebe vorwiegend aus aktinolithischer Hornblende und saurem Plagioklas mit ehemaligen Granatporphyroblasten,die nun völlig in Hornblende und Plagioklas zerfallen sind. Nic.//,Schliff.Nr.8055.

in deren Außenzonen oder,wie bereits erwähnt,als deren Zerfallsprodukte.Dies weist darauf hin,daß vor allem aufgrund des hohen Aluminiumreichtums die Erhaltung der braunen Hornblende begünstigt wird.Mengenmäßig gegenüber der braunen Hornblende überwiegt allerdings grasgrüner Amphibol.Die primären braunen Hornblenden des Grundgewebes werden von der aktinolithischen Hornblende buchtig korrodiert und verdrängt,wobei gleichzeitig Albit-Oligoklas (vgl.Tab.3) frei wird,der in Form winzig kleiner Tropfen,den neugebildeten Amphibol siebartig durchlöchert (Abb.10).Grössere Albit-Oligoklas Individuen füllen die Grundgewebezwickel aus.Epidot wurde nur in einem Schliff als akzessorischer Gemengteil nachgewiesen und entsteht sekundär auf Kosten des Amphibols.

Abb.10: Ausschnitt aus Abb.9:Verdrängung der braunen Hornblende (dunkle Partien) durch aktinolithische Hornblende, die ihrerseits von zahlreichen Plagioklastropfen durchwachsen ist. Nic.//,Schliff Nr.8055.

2.4.4.3.2. Der Hornfels-Amphibolit von Schauerbach (V-80).

Unter dem Mikroskop läßt sich ein fortgeschrittenes Stadium der kontaktmetamorphen Überprägung erkennen,das haupsächlich durch die weitgehende Umkristallisation der braunen Hornblende zum Ausdruck kommt,während Plagioklas zwar stark serizitisiert wird,jedoch keinesfalls seinen primären Charakter und seine Anorthigehalte (Labrador) verändert.
Feinnadelige aktinolithische Hornblende von schwach grünlicher Farbe (N_z) ersetzt die braune,regionalmetamorph entstandene Hornblende die sich als Rest im Kern der Ersteren befindet. Dabei werden die primären Kristallformen beibehalten.Talk entsteht ebenfalls auf Kosten der braunen Hornblende.Chlorit (Klinochlor) bildet Nester von winzigen wirr angeordneten

Schuppen und erweist sich jünger als alle andere Minerale des Gesteins,indem er diese diskordant durchgreift und verdrängt.

2.4.4.3.3. Der Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Schachten (V-3,V-4).

Unter dem Mikroskop sieht man ein unruhiges,unausgeglichenes, richtungsloses hornfelsartiges Gefüge,welches durch das erstmalige Auftreten von Cummingtonit und untergeordnet Hypersthen,unter gleichzeitigem starken Zurücktreten der braunen Hornblende charakterisiert ist.Die nun vorhandene stabile Mineralparagenese ist:Cummingtonit,Plagioklas und Diopsid. Cummingtonit ($2V_z$=78-80°,Z/c=18°) ist fast farblos und bildet große Aggregate,die aus wirr miteinander verwachsenen Kristallen von nadeligem Habitus bestehen.Inmitten dieser Aggregate befinden sich häufig unverdaute Reste einer braunen Hornblende aus einem vorcummingtonitischen Stadium der Regionalmetamorphose.Der Verbleib des dabei freiwerdenden Kalziums läßt sich nach folgender Reaktion erklären:

Braune Hornblende ⟶ Cummingtonit+Diopsid

Ihrerseits gehen die Cummingtonite gelegentlich randlich in einen blaugrünen Amphibol II über.Größere Cummingtonitkristalle zeigen eine Streifung nach der Basis.Zahlreiche Cummingtonitnadeln verdrängen die großen,ca.1-2 mm,langgestreckten Hypersthenkristalle (Abb.11),so daß die Entstehung eines Teils des Cummingtonits aus dem Hypersthen erklärt werden kann. Diopsid bildet große,lappige Individuen,die zahlreiche Einschlüße aus brauner Hornblende und Plagioklas enthalten.Der größte Teil ist während der Kontaktmetamorphose,hauptsächlich auf Kosten der braunen Hornblende,entstanden.Jedoch es ist

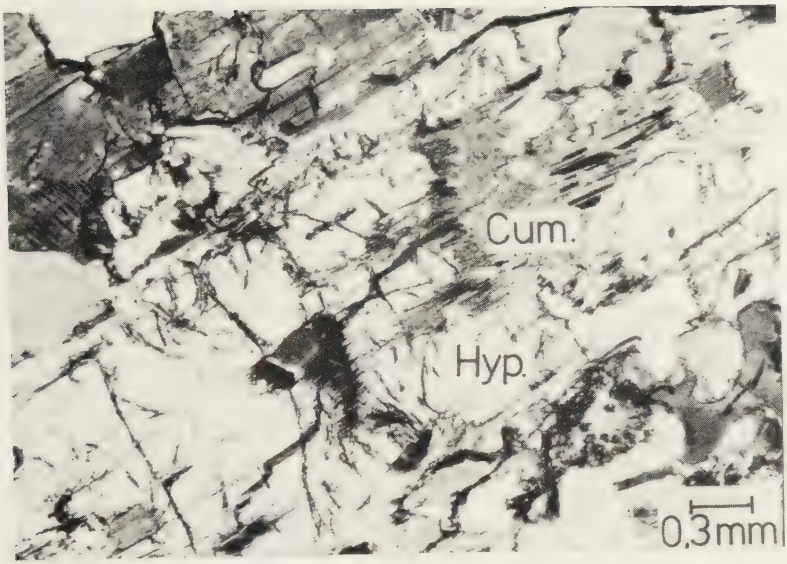


Abb.11: Hornfels-Amphibolit des Vorkommens Schachten (V-3): Verdrängung des Hypersthens durch Cummingtonit. Nic.+,Schliff Nr.8046.

nicht leicht zu entscheiden ob ein Teil des Diopsids einer älteren Generetion I der Regionalmetamorphose angehört. Der Plagioklas ($An_{70-\hat{75}}$) gehört sicherlich zum Altbestand und wurde bei der Kontakteinwirkung nicht umkristallisiert. Seine Kristalle sind von gedrungener Gestalt und nach dem Albitgesetz verzwillingt.Ein schwacher Zonarbau kommt selten vor,dagegen sind Entkalkungskanäle und Antiperthiteinschlüße häufiger.Ilmenit bildet die Haupterzphase.

2.5. Metamorphose und fazielle Entwicklung der Amphibolite.

Über den Höhepunkt der Metamorpose gibt der Metabasit von Sternschuß (Eklogitamphibolit V-20=T-6325) Aufschluss,dessen mikroskopische Bearbeitung erkennen läßt,daß die Eklogitfazies erreicht wurde;jedoch später hat eine retrograde Entwicklung zur Ausbildung der Amphibolitfazies geführt.
Für die Mehrzahl der bearbeiteten Amphibolite läßt sich diese Tendenz nicht ohne weiteres erkennen.Das Fehlen von Faziesrelikten läßt die Annahme zu,daß sie aus dem vormetamorphen Zustand unmittelbar in die Amphibolitfazies der Regionalmetamorphose übergeführt worden sind.Je nachdem,ob es sich primär um Eruptiv- oder Sedimentmaterial handelte,kann man entsprechend den Ablauf der Metamorphose als retrograd (für Eruptivgesteine) bzw.progressiv (für Sedimentgesteine) bezeichnen.
Dabei entstand ein gut gerichtetes Gefüge mit Labrador und brauner gemeine Hornblende und örtlich Diopsid oder Granat als Hauptkomponenten (Metamorphosestadium I,Abb.14).
Anderseits bieten sich genügend Anzeichen dafür,daß Amphibolite dieses Stadiums bei steigender Metamorphose (Temperatur) bis zu Anatexis der Nebengesteine hin (vgl.Kap.Biotit-Amphibolite),eine Gefügeentregelung und zusätzliche Metasomatose erfahren haben (Metamorphosestadium II,Abb.14).Es entstand dabei eine neue Mineralparagenese mit Oligoklas-Andesin,Biotit und blaugrüne aktinolithische Hornblende als Hauptmineralphasen.
Diese Entwicklung läßt sich vor allem an den Amphibolen (Hornblenden) in den Außenbereichen des anatektisch-alkalisierten Gebietes und auch bei dem Vorkommen Obersteinbach (V-29=T-6350) verfolgen.Hier sind der Übergang braune Hornblende I ⟶ aktinolithische Hornblende und die Auflösung des Gefüges deutlich erkennbar.

Diesen regionalmetamorph überprägten Amphiboliten stehen,an Menge unbedeutenden,Amphibolite gegenüber,die in der unmittelbaren Nähe der intrudierten Granite kontaktmetamorph überprägt wurden (Kap. 2.4.4.3.).Diese führen jedoch,im Gegensatz zu den anatektisch beeinflußten Körpern,in der Regel keinen nennenswerten Biotitanteil;d.h. es hat dabei keine wesentliche Kaliumzufuhr seitens der Granite stattgefunden.

Betrachten wir die regionalmetamorphen Amphibolite mit Kristallisationsschieferung,so läßt sich aus der Paragenese Labrador+braune Hornblende±Granat±Diopsid erkennen,daß dabei ein hohes Stadium der Amphibolitfazies erreicht wurde,jedoch kann keines der genannten Minerale als Indexmineral eine genauere fazielle Einstufung ermöglichen.In vielen fällen sind jedoch solche kritischen Minerale im Nebengestein aufzufinden wodurch eine genauere mineralfazielle Gliederung ermöglicht wird.
Besonders in Proben aus dem Raum Regen-Unterfrauenau läßt sich im Nebengestein die Mineralparagenese Cordierit+Granat+Sillimanit+Orthoklas nachweisen wonach eine Zuordnung in die höchste Zone C des Andalusit-Sillimanit Faziestyps von MIYASHIRO (1961) bzw. der Sillimanit-Cordierit-Almandin-Orthoklas-(Zone)-Subfazies der Cordierit-Amphibolitfazies WINKLER's (1967) (Abukuma-Typ) ermöglicht wird.

Nach den Ausführungen von MIYASHIRO (1961) und WINKLER (1967) ist in dieser Fazies der Almandin-betonter Granat nur bei Gesteinen primär pelitischer Natur anwesend,während er bei basischen Metamorphiten nicht angetroffen wurde,was das völlige Zurücktreten von Granat bei der Mehrzahl der untersuchten Amphibolite erklärt.Jedoch treten Schwierigkeiten bei der Deutung der Granatamphibolite vom nördlichen Donauufer auf. Neuere Untersuchungen jedoch (KANISAWA 1969),zeigen,daß auch hier Almandinbildung in basischen Gesteinen möglich ist wenn beim Ausgangsgestein ein dafür geeigneter Chemismus vorliegt.

KANISAWA (1969) stellte erstmals im Abukuma-Plateau das Auftreten von almandinreichen Granat in FeO-gesättigten Amphiboliten fest.Danach läßt sich die Anwesenheit von Almandin in den Amphiboliten dieses Faziestyps nicht nur auf entsprechende Druckverhältnisse zurückführen,sondern eher auf das Angebot v.a. an FeO im Edukt;und das findet gute Übereinstimmung mit den Amphiboliten des nördlichen Donauufers,wo im Amphibolitverband vor allem diejenigen Proben Granat enthalten,die primär relativ reich an FeO waren.

Abb.12 stellt das ACF-Diagramm für die Amphibolite mit Kristallisationsschieferung und Abb.13 der Biotitamphibolite dar. Daraus ist zu entnehmen,daß alle Punkte aus der erstgenannten Gruppe in das Konodenfeld Hornblende-Plagioklas bzw. in die Phasenassoziation Hornblende-Plagioklas-Granat fallen,was mit den mikroskopischen Ergebnissen übereinstimmt.Die Biotitamphibolite (Abb.13) fallen ihrerseits in die Phasen assoziation Plagioklas-aktinolithische Hornblende-Biotit.
Das Hornblende- und Granatfeld wurde aufgrund der durchgeführten chemischen Mineralanalysen (Tab.9 und 10) ermittelt.
Schwierigkeiten bereitet die Zuordnung der anatektisch beeinflußten Biotitamphibolite zu einer bestimmten mineralfaziellen Zone,da in den Biotitamphiboliten selbst,als auch in ihren Nebengesteinen keine kritischen Mineralphasen aufzufinden sind.
Über das erreichte Temperaturmaximum besteht zunächst keine Unklarheit.WINKLER (1967) gibt für den Beginn der Anatexis eine minimale Temperatur von 680 ^{o}C bei einem H_2O-Druck von 4 Kb an, was zugleich der höchsten Stufe der Amphibolitfazies entspricht.
Aus den genannten Gründen (Fehlen von Indexmineralen) ist jedoch nicht ohne weiteres erkennbar ob die vorhandene Mineralparagenese bei dem Temperaturmaximum während der Anatexis gebildet wurde.Aus dem Basizitätsgrad der Plagiklase und der Art der Hornblende kann man jedoch,trotz Fehlen von Indexmi-

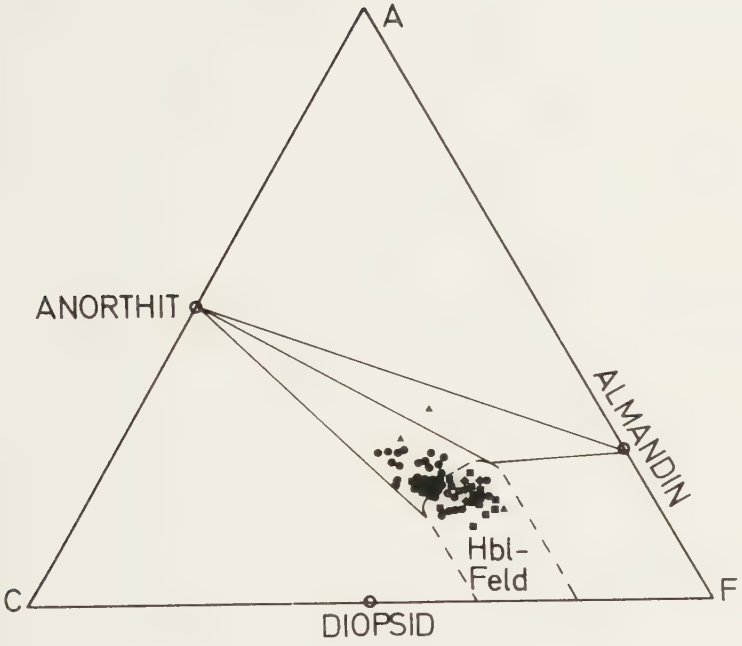


Abb.12: ACF-Diagramm für die Amphibolite mit Kristallisationsschieferung aus dem Bayerischen Wald.

minerale,eine Abschätzung der P-T-Bedingungen zur Bildung der Biotitamphibolite durchführen.

WENK und KELLER (1969) haben bei den Amphiboliten aus den Schweizer Alpen festgestellt,daß der Anorthitgehalt der Amphibolit-Plagioklase über den Grad der Metamorphose Aufschluß gibt, wobei das im Gestein vorhandene Kalzium und Natrium je nach Bildungsbedingungen entsprechend in den verschiedenen Kalzium- und Natriummineralen verteilt werden.
Steigender Anorthitgehalt weist auf steigendem Metamorphosegrad hin (Temperatursteigerung).Anderseits wurde in verschiedenen Gebieten progressiver Metamorphose eine Gliederung aufgrund der Hornblendefarbe vorgenommen.
Im folgenden werden die wichtigsten Beispiele erwähnt:
MIYASHIRO (1953) konnte im Gosaisyo-Takanuki District,Abukuma-Plateau,eine areale Zonengliederung mit Hilfe unterschiedlicher Amphibolfarben vornehmen.Mit steigendem Metamorphosegrad ändert

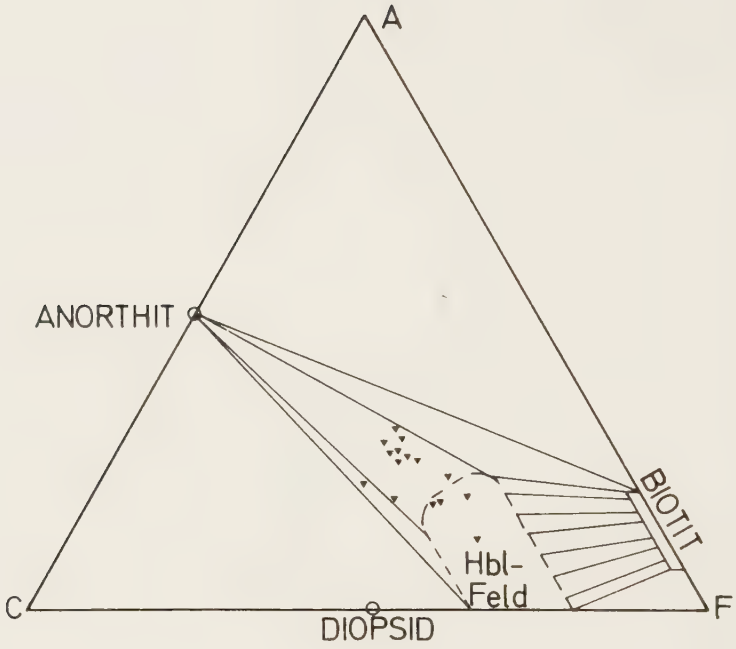


Abb.13: ACF-Diagramm für die Biotitamphibolite aus dem Bayerischen Wald.

sich die Farbe des Amphibols von hellgrün nach braun.
Auch ENGEL und ENGEL (1962) stellten in den unterschiedlich metamorphen Amphiboliten aus den Adirondack Mountains Farbunterschiede bei den Hornblenden fest.Danach zeigen die niedriger temperierten Emeryville-Amphibolite blaugrüne Farben,während die der Colton-Amphibolite (Hornblende-Granulitfazies) braungrün gefärbt sind.
BINNS (1965) konnte aufgrund der unterschiedlichen Farben der Hornblenden in Willyama Complex,New South Wales,drei Zonen progressiver Metamorphose feststellen:
Zone A ist durch Amphibolite charakterisiert,die blaugrüne Hornblende enthalten,Zone B durch solche mit blaugrünen und Zone C durch tiefgefärbte Hornblenden.
Nach WINKLER (1967) zeigt sich der Übergang von der Andalusit-Cordierit-Muskovit-Subfazies in die höher temperierte Subfazies auch im Wechsel in der Farbe der Hornblende.Blaugrüne Hornblende ist für den niedriger temperierten Bereich kennzeichnend,sol-

che mit braunen Farbtönen für die höher temperierten Subfazies. Die Chemische Untersuchung der Hornblenden aus den obengenannten Gebieten(BINNS 1965 und ENGEL-ENGEL 1962) läßt ubereinstimmend eine Veränderung ihres Chemismus als Ursache der temperaturbedingten Farbunterschiede erkennen.Danach bewirkt steigende Metamorphose hauptsächlich eine Zunahme der Ti-,(K+Na)- und Al^{iv}-Kationen in den Hornblenden (vgl.auch LEAKE 1968;in Controls of metamorphism).

Die Erfassung des Chemismus der Hornblenden aus dem Untersuchungsgebiet (Tab.9) zeigt,daß auch im vorliegenden Fall die bestehenden Hornblende-Farbunterschiede zwischen Biotitamphiboliten und den Amphiboliten mit Kristallisationsschieferung auf entsprechende chemische Unterschiede zurückzuführen sind. Zusätzlich zu den unterschiedlichen Anorthitgehalten in den genannten Amphibolitgruppen,können sie deshalb zur faziellen Einordnung der Biotitamphibolite verwendet werden.Wie aus der Tab.9 hervorgeht,existiert eine sprunghafte Zunahme in der Ti-,(K+Na)- und Al^{iv}-Führung von den blaugrünen (V-8,V-27, V-28 und V-39) zu den (übrigen) braunen Hornblenden hin.
Von größten Einfluß auf die Titanführung der Hornblenden sind die Titangehalte des Muttergesteins,so daß Abweichungen der Gehalte entstehen können,wenn bei hochtemperierten Hornblenden nicht genügend Titan zur Verfügung stand.
Im vorliegenden Fall zeigt sich jedcch,daß die Titangehalte der analysierten Hornblenden von denen des Muttergesteins und von der hohen Ti-Affinität des Biotits (bei den Biotitamphiboliten) nicht beeinflußt werden,da die Anwesenheit von freien Titanmineralen im Amphibolit auf einen Titanüberschuß hindeutet.
Nach der Art der Hornblenden (Chemismus) und der Basizität der Plagioklase lassen sich die Biotitamphibolite,verglichen mit den Amphiboliten mit Kristallisationsschieferung,in eine niedrigere Zone der Amphibolitfazies einordnen.

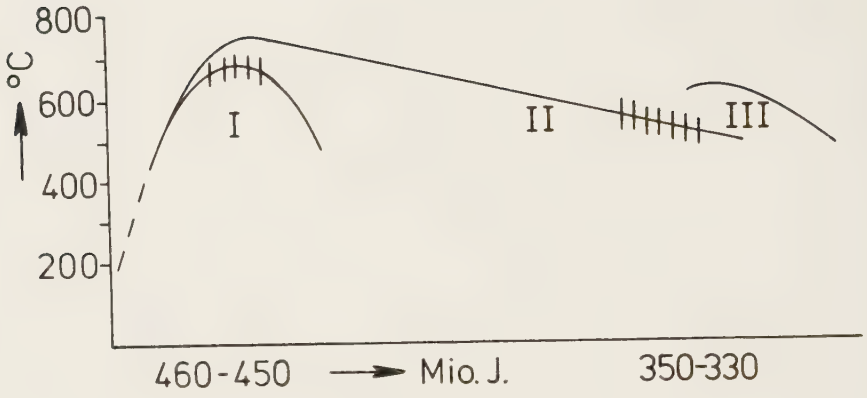


Abb.14: Schematischer Ablauf der Metamorphose (Regionalmetamorphose und Kontaktmetamorphose) der Amphibolite im Bayerischen Wald.
I=Metamorphosestadium I der Regionalmetamorphose unter Bildung des gerichteten Gefüges und Labrador+braune Hornblende±Diopsid±Granat.
II=Metamorphose Stadium II;Temperatursteigerung bis zu Anatexis der Nebengesteine,Entregelung des gerichteten Gefüges des Metamorphosestadiums I und bei fortschreitender Abkühlung Bildung von Biotit (durch Alkalisierung),blaugrüner aktinolithischer Hornblende und Oligoklas-Andesin.
III=Kontaktmetamorphose

Das deutet darauf hin,daß die in den Biotitamphiboliten auftretenden Minerale keineswegs das erreichte Temperaturmaximum repräsentieren,sondern bei lang andauernder Abkühlung in einem späteren Stadium unter niedrigeren Temperaturen gebildet wurden. Das steht in guter Übereinstimmung mit den neuerdings durchgeführten Altersbestimmungen (GRAUERT et al. 1971 sowie GEBAUER und GRÜNENFELDER 1972).Wie bereits erwähnt ergab sich ein Gesamtgesteinsalter von ca.450 Mio.Jahren (Kambro-Ordoviz) das als Metamorphosealter interpretiert wird.Dagegen lieferten Biotitaltersbestimmungen (DAVIS und SCHREYER 1962) ein Abkühl-

alter von ca.350 Mio.Jahren,so daß man zu der Annahme kommen kann,daß die Abkühlung einen längeren Zeitraum beansprucht hat. Das hat,bis auf die bereits erwähnten Amphibolite der Randpartien des anatektisch beeinflußten Gebietes,zu einer völligen Einstellung der Gleichgewichte geführt,daß nun bis auf einige Ausnahmen (Vork.Neuhausmühle,V-35) keine voranatektischen Mineralphasen erhalten geblieben sind.Eine schematische Darstellung der metamorphen Entwicklung der Amphibolite zeigt Abb.14.

Hinsichtlich der stabilen Mineralparagenese Cummingtonit+Diopsid+ +(Labrador) läßt sich der Hornfelsamphibolit von Schachten (V-3,V-4) eindeutig in die Hornblende-Hornfelsfazies der Kontaktmetamorphose einstufen,wofür besonders das Auftreten von Diopsid typisch ist.Gewisse Schwierigkeiten entstehen bei der Einstufung des Hypersthens in einen bestimmten Bildungsbereich. Für seine Entstehung gibt es drei verschiedene Möglichkeiten.

a) im magmatischen Bereich
b) in der Pyroxen-Hornfelsfazies der Kontaktmetamorphose
c) im Bereich der Hornblende-Granulitfazies der Regionalmetamorphose (WINKLER 1967).

Eine magmatische Entstehung erscheint zunächst aufgrund fehlender Kriterien,vor allem Entmischungserscheinungen magmatischer Pyroxene (vgl.Kap.Gabbroamphibolite),als unwahrscheinlich. Ebenfalls scheidet die Hornblende-Granulitfazies (WINKLER 1967) als Bildungsbereich aus,da der für solche Pyroxene typische starke Pleochroismus hier nicht vorkommt.
Nimmt man jedoch eine Entstehung des Hypersthens aus der Pyroxen-Hornfelsfazies an,so würde das bedeuten,daß im Verlauf der Kontakteinwirkung (im unmittelbaren Kontaktbereich) die höchste Stufe,nämlich der Beginn der Pyroxen-Hornfelsfazies erreicht wurde.In einer Phase abklingender Temperaturen wurde dann Hypersthen weitgehend von Cummingtonit ersetzt.

Für den Plagioklas gibt es keine Anzeichen dafür,daß er im Verlauf der Kontaktmetamorphose durch Umkristallisation entstanden ist.Da sein Stabilitätsbereich nicht überschritten wurde,blieb er in seiner ursprünglichen Form erhalten.
Der Hornfelsamphibolit von Ranzing (V-8) läßt sich aufgrund der Grundmasse-Plagioklaszusammensetzung (15-20 Mol.-%Anorthit; vgl.Tab.3) und der Art der Hornblende in einen niedriger temperierten Bereich der Hornblende-Hornfelsfazies einstufen.
Das gleiche gilt auch für das Vorkommen Schauerbach (V-80).
Hier tritt aber zusätzlich noch Chlorit (Klinochlor) auf,der aufgrund seines diskordanten Durchgreifens als eine jüngere Bildung aufzufassen ist.Er wurde wahrscheinlich während der Abkühlung unter den Bedingungen der Albit-Epidot-Hornfelsfazies gebildet.

Betrachtet man die modale Zusammensetzung der Amphibolite (Tab.2) so fällt auf,daß ein großer Teil der anatektisch beeinflussten und zugleich alkalisierten Amphibolite (Biotitamphibolite) wesentlich höhere Apatitgehalte als die übrigen Amphibolite führen,wobei dieses Phänomen keinesfalls mit dem typischen Chemismus der Amphibolite im Einklang zu bringen ist.
Somit taucht die Frage über die Herkunft der Phosphorsäure im Palitgebiet auf,nachdem auch die umgebenden Gneise davon betroffen wurden.Was die Herkunft der Phosphorsäure betrifft, so wurden von den verschiedenen bisherigen Bearbeitern (TROLL 1966,STEINER 1968,1972) verschiedene Meinungen vertreten.
TROLL (1966) nimmt eine Phosphorsäure-Zufuhr bei der Alkalisierung während der Anatexis an,während STEINER (1968,1972) die Meinung vertritt,daß es sich dabei um primär im Gestein vorhandenen mikrolithischen Apatit handelt der "bei der letzten Anatexis mit ihrer Alkalisierung reaktiviert und umgelagert wurde".

Für eine Überprüfung,ob durch die kaliumhaltigen Lösungen im Palitgebiet zusätzlich noch Phosphorsäure zugeführt wurde (TROLL 1966) eignen sich die Metabasite besser,als die umgebenden Paragneise,da man bei den Metabasiten von einen primären Chemismus ausgehen kann,in welchem keine allzugroßen Schwankungen vorkommen,während die Paragneise keine ausreichende Anhaltspunkte bezüglich ihres primären Chemismus bieten und außerdem noch starke Inhomogenitäten in ihrer primären Zusammensetzung auftreten können.

Betrachtet man die P_2O_5-Gehalte der Amphibolite aus dem Bayerischen Wald (Tab.7 und Abb.15) so läßt sich deutlich feststellen, daß nur die Biotitamphibolite höhere P_2O_5-Gehalte aufweisen, während die von der Alkalisierung verschonnten Amphibolite normale P_2O_5-Gehalte zeigen.Das spricht zunächst gegen die Hypothese STEINER's (1968,1972) von einer primären Anlage der P_2O_5-Gehalte in den Ausgangsgesteinen.Wäre die Phosphorsäure primär im Gestein als mikrolithischer Apatit anwesend,so müßte sie sich bei der chemischen Analyse der nichtbiotitisierten Amphibolite ebenfalls nachweisen lassen,was durch die P_2O_5-Werte der Tab.7 und aus der Abb.15 nicht hervorgeht.Die Deutung STEINER's kann nur dann aufrecht erhalten bleiben,wenn man annimmt,daß diese primäre P_2O_5-Anreicherung in den Amphibolit-Ausgangsgesteinen lediglich lokales Ausmass erreichte und zwar nur diejenigen Körper betraf,die noch zusätzlich eine Kaliummetasomatose erfahren haben.Für die Meinung STEINERS spricht noch zusätzlich die Tatsache,daß Phosphor bei metasomatischen Prozessen sehr schwer mobillisierbar ist.

Nimmt man andererseits eine P_2O_5-Anreicherung während der Anatexis und gleichzeitig mit der Kaliumzufuhr an (TROLL 1966), so zeigen sich gewisse Unregelmäßigkeiten in der P_2O_5-Führung

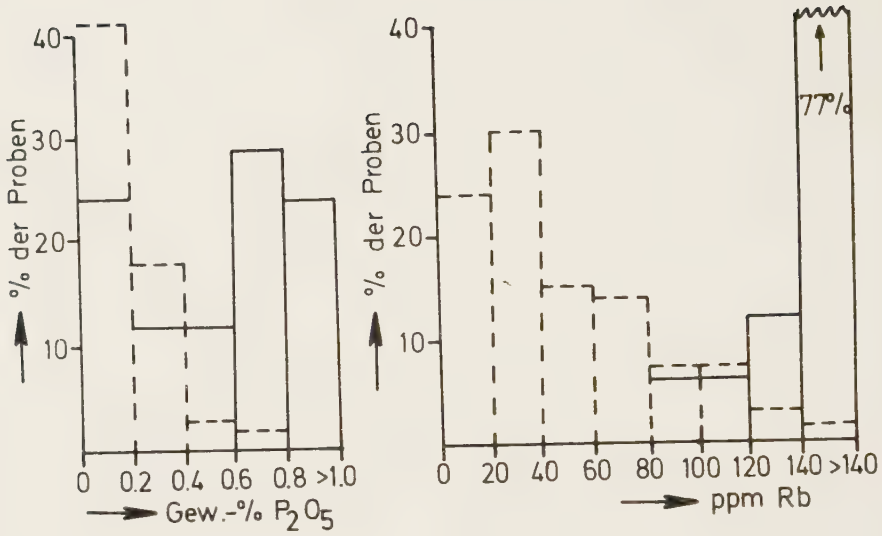


Abb.15: P_2O_5- und Rubidium-Histogramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald.
Durchgezogene Linie=Biotitamphibolite
Unterbrochene Linie=nichtbiotitisierte Amphibolite
Ordinate=Angaben in Prozent innerhalb der 2 Gruppen

der Biotitamphibolite,da einige davon ganz normale Werte zeigen (vgl.Tab.7;Proben V-11,V-25,V-28,V-36 und V-39).Dies könnte auf unterschiedliche Phosphorführung der Kaliumhaltigen Lösungen zurückzuführen sein.Eine direkte Abhängigkeit zwischen P_2O_5 und K_2O existiert also nicht.Diese Inhomogenitäten in der P_2O_5-Führung sind jedoch keinesfalls ein Beweis gegen eine metasomatische P_2O_5-Zufuhr.

Ein weiteres Element,das während der Anatexis und Alkalisierung in den Biotitamphiboliten zugeführt wurde,ist Rubidium.
Es lässt sich ein sprunghaftes Ansteigen der Rb-Gehalte in den Biotitamphiboliten feststellen,was aus der Abb.15 und Tab.8 deutlich hervorgeht.

3. GEOCHEMISCHER TEIL

3.1. Die geochemische Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten.

Das Zurücktreten von genetisch deutbaren Gefüge- und Mineralrelikten und die damit verbundenen Schwierigkeiten der genetischen Einordnung der betreffenden Amphibolite,hat eine Reihe von Amphibolitbearbeitern dazu veranlaßt,spezielle und vor allem geochemische Unterscheidungsmöglichkeiten zu erkunden. Das hat im Laufe der Zeit dazu geführt,daß eine Reihe derartiger Methoden entwickelt wurden,die sich als sehr zuverlässig erwiesen haben und wertvolle Hilfe bei der genetischen Beurteilung von Amphiboliten geleistet haben.

Die Entwicklung geht bis auf GOLDSCHMIDT (1932) zurück,der auf die Brauchbarkeit der geochemischen "Leitelemente" zur Bearbeitung petrologischer Probleme hingewiesen hat und auf LEUTWEIN (1939),der eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten mit Hilfe von Edelmetallgehalten unternommen hat (vgl.Tab.6).Gezielte und systematische geochemische Untersuchungen zur Lösung des Amphibolitproblems wurden aber erst seit Anfang der 60er Jahren betrieben (vgl.Tab.4).

Das Grundprinzip ist es dabei,vergleichende Kriterien zwischen Amphibolitchemismus einerseits und basischen Eruptivgesteinen bzw. mergeligen Sedimenten andererseits herauszufinden.Bereits in den Anfängen der Amphiboliterforschung wurden geeignete geochemische "Leitelemente",vor allem Spurenelemente erkannt,mit deren Konzentrationen zunächst eine Unterscheidung vorgenommen wurde.Zu diesem Zweck eignen sich jedoch nur eine kleine Anzahl von Elementen,da die zwei möglichen (sedimentären bzw. magmatischen)Ausgangsgesteinstypen

gewisse Dispersionen und überlappende Konzentrationsbereiche der meisten Elemente aufweisen und da außerdem die Möglichkeit einer sekundären Veränderung des Amphibolitchemismus durch metasomatische Vorgänge von vornherein nicht auszuschließen ist.Deshalb sind weitere Unterscheidungsprinzipien notwendig.Dazu zählen vor allem markante Gesetzmäßigkeiten in der Veränderung des Gesteinschemismus der Amphibolite,die durch unterschiedliche Entstehungsbedingungen ihrer Ausgangsgesteine zustandekommen und entsprechend dem einen oder anderen Amphibolitausgangsgestein zuzuordnen sind.Es handelt sich dabei um Verteilungstendenzen (Trends) und unterschiedliche Konzentrationsfelder für Ortho- und Paraamphibolite im Korrelationsdiagramm bestimmter Elementpaare,seien es Haupt- oder Spurenelemente.Als unentbehrliche Voraussetzung für ihre Brauchbarkeit erscheint jedoch ihr hoher Immobilitätsgrad bei metamorphen Prozessen,damit die postmetamorphen geochemischen Eigenschaften (Trends oder Absolutgehalte) primären Verhältnissen entsprechen.Außerdem setzt die erfolgreiche Anwendung der "Leitelemente",Trends und Konzentrationsfelder ausreichende Kenntnisse der Geochemie der Amphibolitausgangsgesteine voraus.Die Geochemie der basischen Eruptivgesteine ist im Gegensatz zu der der chemisch homologen Sedimente mergeligen Charakters genügend erforscht und bekannt.Das ist u.a. darauf zurückzuführen,daß Sedimente mit Amphibolitchemismus in der Natur seltener anzutreffen sind als basische Eruptiva, worauf bereits RIVALENTI und SHIGHINOLFI (1969) hinwiesen. Diese Analogie spiegelt sich auch bei den Amphiboliten wider, so daß unter den bisher bekannten Vorkommen,die auf ihre Genese untersucht wurden,Orthoamphibolite gegenüber Paraamphiboliten stark überwiegen.

Tab.4: Zusammenfassung der aus der Literatur bekanntgewordenen Unterscheidungsmerkmale für Ortho- und Paraamphibolite:

A: Kriterien für Orthoamphibolite
B: Kriterien für Paraamphibolite
C: Bemerkungen und Vorschläge

LEUTWEIN (1939):

A: Pt-,Au- und Pd-Gehalte zwischen 0.08 und 0.2 ppm.
B: Pt,Au und Pd unter der Nachweisgrenze.
C: Vanadium eventuell brauchbar.

ENGEL-ENGEL (1951):

A: Höhere Chrom-,Nickel-,Kobalt-,Scandium- und niedrigere Gold-,Barium und Bleigehalte.
B: Entsprechend niedrigere bzw.Höhere Spurenelemetgehalte.
C: ---

DE WIDT (1957):

A: Chrom über 170 ppm.
B: Chrom unter 170 ppm.
C: ---

WILCOX-POLDERVAAT (1958):

A: Höhere Strontiumgehalte.
B: Entsprechend niedrigere Strontiumgehalte.
C: Cr,Co,Ni,Cu,Ba,Ga und Pb uncharakteristisch.

LAPADU-HARGUES (1959):

A: TiO_2-Gehalte über 0.8 Gew.-% .
B: TiO_2-Gehalte unter 0.8 Gew.-%.
C: ---

FRÖHLICH (1960):

A: Chrom über 150 ppm.
B: Chrom unter 150 ppm.
C: Chrom zwischen 20 und 150 ppm für beide Amphibolitgruppen möglich.

WALKER et al. (1960):

A: Eigenbegrenzte Konzentrationsfelder im ACF-,MgO/CaO/FeO-Diagramm.Höhere TiO_2-,Chrom- Nickel- und Kobalt-Gehalte.

Tab.4: Fortsetzung.

WALKER et al. (1960):

B: Streuung der Projektionspunkte im ACF-Diagramm sowie eigenbegrenzte Konzentrationsfelder im Ni/Co- und MgO/CaO/FeOgesamt-Diagramm.

C: Kleine Überlappung der Konzentrationsfelder im MgO/-CaO/FeOgesamt-Diagramm.Veränderung des Spurenelement-chemismus mit zunehmender Metasomatose.

EVANS-LEAKE (1960):

A: Höhere TiO_2-Gehalte und niedrige (Niggli-)k-Werte.Ähnlichkeit der Haupt- und Spurenelementgehalte und deren Verteilungstendenzen mit den entsprechenden eines differenzierten basaltischen Magmas (Karroo-Dolerite).

B: Niedrige TiO_2-Gehalte und höhere k-Werte.

C: ---

HEIER (1962):

C: Kupfer wegen seiner Mobilität für petrogenetische Zwecke unbrauchbar.

LEAKE (1963,1964):

A: Negative Korrelation zwischen Cr und TiO_2 bzw.Ni und TiO_2 und positive zwischen Cr und (Niggli-)mg bzw.Ni und mg. Cr+Ni über 250 ppm. Verteilungstendenzen im Cr/TiO_2-, Ni/TiO_2-,Cr/mg-,Ni/mg-,c/mg- und 100mg/c/al-alk-Diagramm mit denen der Karroo-Dolerite vergleichbar.

B: Entsprechend positive bzw.negative Korrelation zwischen den obengenannten Elementen bzw.Niggli-Werten. Verteilungstendenzen in den obengenannten Diagrammen mit denen der Pelit-Karbonatmischungen vergleichbar.

C: Niedrige Cr-,Ni- und TiO_2-Gehalte sowie höhere k-Werte für beide Amphibolitgruppen möglich.Nur genügend hohe Analysenzahl gibt im Diagramm eindeutige Trends.

SHAW-KUDO (1965)

A und B: Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten aufgrund von drei Diskriminanzfunktionen X_1,X_2 und X_3.Positive Ergebnisse für Ortho- negative für Paraamphibolite.

Tab.4: Fortsetzung.

JANDA et al. (1965):

A und B:Unterscheidung mit Hilfe der geochemischen Korrelationsdiagramme Ni/Co,Zr/Ni,(Ni/Cu) und Ni/Cr, in denen deutlich getrennte Konzentrationsfelder für Ortho- und Paraamphibolite existieren.

C: Ergänzung der bereits existierenden Korrelationsdiagramme durch weitere z.B. K/Rb,Ca/Sr.

SCHWEDER (1968):

A und B: in dem erstmalig angefertigten V/Cr-Diagramm, nach Werten von Mylowskij (1964) deutlich getrennte und nur geringfügig überlappende,Konzentrationsfelder für Ortho- und Paraamphibolite.

A: V/Cr-Verhältnis $\leqslant 1$.

B: V/Cr-Verhältnis > 1.

3.1.1. Die Chrom und Titangehalte der Amphibolite

Die einfachste geochemische Unterscheidungsmethode zwischen Ortho- und Paraamphiboliten beruht auf dem quantitativen Vergleich einiger ihrer Elemente mit denen der entsprechenden magmatischen oder sedimentären Ausgangsgesteine.Die geochemische Bearbeitung der Amphibolite und die Anwendung dieses Prinzips zunächst auf solche bekannter Herkunft (vgl.Tab.5 und Tab.6) hat im Laufe der Zeit gezeigt,daß unter den Elementen besonders Chrom und Titan gute Indizien zur Herkunft eines Amphibolits liefern konnen (vgl.Tab.4).
Aber auch bei der Mehrzahl der Amphibolite unbekannter Herkunft wurden aufgrund ihrer Chrom- und Titangehalte gute Ergebnisse erzielt.
Zwei wichtige geochemische Eigenschaften von Chrom und Titan erhöhen den Grad ihrer Aussagefähigkeit:

1. Sie bilden deutlich unterschiedliche Konzentrationsmaxima in den reinen magmatischen und sedimentären Ausgangsgesteinen,was aus der Tab.5 und 6 erkennbar ist und
2. es besteht im erhöhten Maße die Möglichkeit,daß die Gehalte an diesen geochemischen "Leitelementen" auch durch den (die) metamorphen Prozess(en) hindurch erhalten bleiben können;eine Tatsache,die auf der hohen Immobilität dieser Elemente beruht.

Die zweite Eigenschaft wird von der Mehrzahl der Bearbeiter, besonders von FRÖHLICH (1960) und WEDEPOHL (1963),für Chrom hervorgehoben.Das trägt dazu bei,daß Chrom eine gewisse "Vertrauenswürdigkeit" genießt,so daß man sein Auftreten im Amphibolit einigermaßen zuverlässig als primär und unverändert betrachten kann.

In den Eruptivgesteinen ist Chrom vor allem in den ultra- bis mittelbasischen Differentiationsprodukten des Magmas

angereichert,zunächst in Form selbstständiger Mineralphasen (Chrom- bzw. chromhaltige Spinelle).Bei den infragekommenden mittelbasischen Gesteinen ist Chrom jedoch hauptsächlich in den mafischen Mineralphasen wie Olivin oder Pyroxen enthalten und zwar als diadoche Vertretung von Elementen mit ähnlichen Ionenradius (Cr^{2+} anstelle von Fe^{2+} und Mg^{2+}).
Innerhalb der Sedimente zeigen die Pelite eine Chromanreicherung,deren Maximum aber weit niedriger liegt als das der basischen Eruptivgesteine.
Karbonatzumischung in den Sedimenten ruft eine Annäherung der Pelite zur mergeligen Zusammensetzung und damit zum amphibolitischen Chemismus hervor.Karbonate enthalten nur unwesentliche Chromgehalte und wirken sich deshalb verdünnend auf die Chromgehalte der Pelite aus;eine Tatsache,die bei den Chromwerten der Tab. 5 entsprechend berücksichtigt werden muß.
Die Zusammenstellung der Tabelle 5 bringt die Existenz einer viel diskutierten und von vielen Amphibolitbearbeitern vorgeschlagenen (vgl.Tab. 4) Unterscheidungsgrenze von 150 ppm Chrom zwischen Ortho- und Paraamphiboliten zum Ausdruck.
Die Konzentrationsmaxima für basische Eruptiva liegen deutlich oberhalb,die der Sedimente dagegen unterhalb dieser Grenze.Und das gleiche gilt auch für Ortho- bzw.Paraamphibolite.Andererseits zeigt die Tabelle 5 die weite Dispersion der Chromgehalte innerhalb der basischen Eruptivgesteine, von denen ein grosser Teil auch unterhalb der 150 ppm Grenze liegt.Im Gegensatz zu der Gleichmäßigkeit der Chromgehalte in Peliten ist eine genetische Deutung nur für diejenige Amphibolite möglich,die mit ihren Chromgehalten deutlich über dieser Grenze liegen.Im anderen Fall (Cr unter 150 ppm) besteht die Möglichkeit von Überlappungen der Chromgehalte der

Ortho- und Paraamphibolite.Besonders FRÖHLICH (1960) macht bei seiner Studie über die Geochemie des Chroms darauf aufmerksam:

"Bei den Amphiboliten,die über 150 ppm Chrom enthalten,dürfte es sich wohl um Orthogesteine handeln,bei denen unter 20 ppm wohl um sedimentäre Amphibolite,die aus Kalkmergeln hervorgegangen sind.Über die Amphibolite deren Chromgehalt zwischen 20 und 150 ppm liegt,kann man nichts sicheres aussagen.Es kann sich bei ihnen,von Chromgehalt aus betrachtet, um Ortho- als auch um Paragesteine handeln."

Als Hauptursache der vorhandenen Unterschiede in der Chromführung der basischen Eruptivgesteine,kann die stetige Chromabnahme im Verlauf der Magmadifferentiation betrachtet werden. Danach können spätbasische Differentiationsprodukte (wie z.B. Quarztholeiite) Chromgehalte aufweisen die unter der 150 ppm Grenze liegen.

Ähnlich wie die Chromgehalte werden auch die Titangehalte der Amphibolite zur Klärung ihrer Herkunft herangezogen. LAPADU-HARGUES (1959) der eine genetische Klassifizierung der Amphibolite des französischen Zentralmassivs unternahm,stellte eine kritische Unterscheidungsgrenze von ca. 0.8 Gew.-% TiO_2 fest.Auch EVANS und LEAKE (1960),WALKER et al.(1960) und LEAKE (1963,1964) empfehlen die Verwendung der TiO_2-Gehalte zur Lösung des Amphibolitproblems.

Die mengenmäßig unterschiedliche Beteiligung des Titans (vgl. Tab.6) an der Zusammensetzung der möglichen prämetamorphen Amphibolitmuttergesteine verdeutlicht die Brauchbarkeit dieses Elements und bekräftigt die von LAPADU-HARGUES (1959) ermittelte Unterscheidungsgrenze von 0.8 Gew.-% TiO_2.Wie beim Chrom sind auch hier die über diesen Grenzwert liegenden TiO_2-Gehalte für Orthogesteine typisch.

Der wesentliche Unterschied zu Chrom besteht in der Art der

Veränderung der Titangehalte bei der Entwicklung eines basischen Magmas bzw. bei der chemischen Veränderung eines tonigen Sediments zu Mergel.Während Chrom in den Basischen Eruptiva im Verlauf der Differentiation in der Regel von den Früh- zu den Mitteldifferentiaten hin abnimmt,ist bei Titan das Gegenteil der Fall,so daß frühausgeschiedene Magmaprodukte Titangehalte enthalten,die durchaus denen der Sedimentgesteine entsprechen,während späte basische Differentiate die höchsten TiO_2-Gehalte enthalten (vgl.Tab.6;Werte von BEUS 1971)
Die zunehmende Beteiligung von karbonatischem und dolomitischem Material und damit Erhöhung des Basizitätsgrades hat bei den Sedimenten eine Erniedrigung der Chrom- und Titangehalte zufolge,da ja Karbonate in der Regel Chrom- und Titanarm sind.Die daraus resultierenden Gesetzmäßigkeiten zwischen Chrom,Titan und Basizitätsgrad eines Amphibolits bilden weitere Unterscheidungsmerkmale (s.unten).
Die bisher diskutierten Unterscheidungsmöglichkeiten auf der Basis der Chrom- und Titangehalte besitzen nur für diejenigen Amphibolite eine Gültigkeit,die direkt aus reinen Mergeln oder basischen Eruptivgesteinen entstanden sind und keine wesentlichen Veränderungen dieser Elemente erfahren haben.
Solche reinen Ortho- und Paraamphibolite bilden die Mehrzahl der Fälle,doch erscheinen einige Ausnahmefälle besonders erwähnenswert,bei denen der Spurenelementchemismus aus verschiedenen Gründen verfälscht wird und so die Möglichkeit einer Deutung aufgrund der Spurenelemente und besonders der Chrom- und Titangehalte weitgehend erschwert wird.Drei Ausnahmefälle können eine Unterscheidung nach den bisher angeführten Prinzipien besonders erschweren bzw. unmöglich machen:

1. Eine Veränderung des primären Spurenelementchemismus (speziell der Chrom- und Titangehalte) durch metasomatische Vorgänge.

WALKER et al.(1960) stellten bei der Bearbeitung der präkambrischen Amphibolite aus NW-Queensland fest,daß intensive Metasomatose wesentliche Veränderungen bei den Spurenelementgehalten hervorgerufen hat.Es zeigte sich eine Zunahme der Spurenelemente bei den Paraamphiboliten und eine Abnahme bei den Orthoamphiboliten,so daß die beiden Amphibolitgruppen hinsichtlich ihrer Spurenelementgehalte zusammenrücken.
Dabei wird auf die Schwierigkeit der genetischen Einordnung von metasomatisch veränderten Amphiboliten hingewiesen.

2. Zunehmende Beteiligung von basischen vulkanischen Material im Sediment (Tuffit) kann eine Erhöhung des einen oder beider Elemente verursachen.

Hierbei sei auf die Schwierigkeit der Beurteilung der hohen TiO_2-Gehalten einiger Amphibolite hingewiesen die sich aufgrund anderer Indizien als Paraamphibolite einstufen lassen.
Im Falle einer Beteiligung von Spätdifferentiaten einer basischen magmatischen Tätigkeit (z.B. quarztholeiitische Tuffgemengteile) im Sediment,würden sich zwar in der Regel die TiO_2-Gehalte,kaum aber die des Chroms erhöhen,da die Chromgehalte dieser Tuffe kaum höher als die der Mergel liegen.

VAN DE KAMP (1968) stellte aufgrund der Geochemie der Paraamphibolite aus der "Haliburton-Madoc-area"(Ontario) fest,daß bei deren Bildung tuffogenes Material beteiligt gewesen ist.
Ihre niedrigen Chrom- und höheren TiO_2-Gehalte (Tab.5 und 6) bestätigen die Hypothese,daß mit zunehmender Beteiligung von tuffogenem Material zwar die Titangehalte,kaum aber die Chromgehalte erhöht werden und geben somit einen wichtigen Hinweis auf solche Fälle von gemischten Ortho-Para-Material.
Als weitere Fälle höherer Titangehalte und niedriger Chromgehalte sind die von HEIER (1962) und SCHWEDER (1968) als paragen gedeuteten Amphibolite zu nennen.

3. Man darf die Hypothese nich unberücksichtigt lassen,daß auch bei einer Reihe von reinen Mergeln u.U. eine Chrom-

und/oder Titananreicherung aus verschiedenen Gründen erfolgen kann,so daß die daraus resultierenden Paraamphibolite ähnliche Elementgehalte wie Orthoamphibolite zeigen können.

Diese drei Beispiele von Ausnahmefällen haben naturgemäß eine Herabsetzung der Aussagefähigkeit von Chrom und Titan zur Folge und machen die Gefahren der alleinigen Verwendung dieser Elemente offenkundig.Man gewinnt zwar dadurch die ersten Hinweise,die in der Mehrzahl der Fälle Beweise sein können, jedoch bedarf es der Anwendung weiterer Methoden,die auf einer gesetzmäßigen Veränderung des Chemismus beruhen,um zu einigermaßen sicheren Ergebnisse zu kommen.

In den Amphiboliten aus dem Bayerischen Wald läßt sich eine gute Übereinstimmung ihrer Chromgehalte mit denen der basischen Eruptivgesteine und der sicheren Orthoamphibolite der Tab.5 feststellen.Überblickt man die in der Tab.8 eingetragenen Chromgehalte (vgl.auch Abb.16),so fällt einerseits eine breite Streuung der Chromgehalte auf,andererseits zeigt sich,daß die meisten Proben Chromgehalte besitzen,die weit über der kritischen 150 ppm-Grenze liegen.

Diese atsache liefert somit die ersten Hinweise,daß unter den untersuchten Amphiboliten orthogene Gesteine vorherrschen. Ein geringer Teil,und zwar die Proben V-11,V-22,V-31 und V-32, die in den anatektischen Gneisen eingeschlossen sind,sind durch niedrige Chromwerte gekennzeichnet.

Das ist insofern von besonderem Interesse,da unmittelbar benachbarte Schollen entschieden höhere Chromgehalte aufweisen. Am besten läßt sich das beim Vorkommen Fischhaus (V-31 bis V-34) erläutern.Dort haben die Proben V-31 und V-32,die nur wenige Meter von V-33 und V-34 entfernt entnommen wurden und im gleichem Wirtsgestein eingeschloßen waren,Chromgehalte

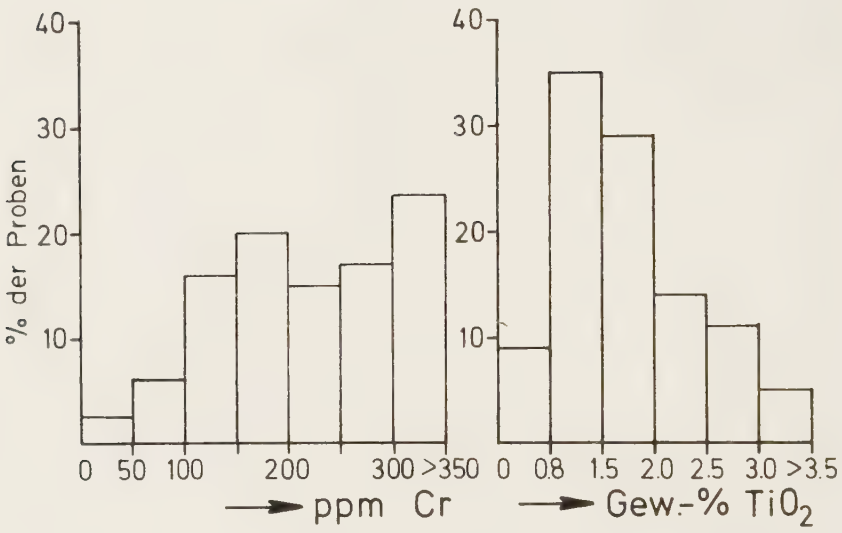


Abb.16: Chrom- und Titanoxyd-Histogramme von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

unter 100 ppm,während die Nachbaramphibolite V-33 und V-34 (Vgl.Tab.1 und Tab.8) ungleich höhere Chromgehalte besitzen. Entweder bestand für einen Teil der in den anatektischen Gneisen eingeschloßenen,kleineren Amphibolitkörper bei der Metamorphose und vor allem bei der Anatexis (Metamorphosestadium II) die Möglichkeit einer Stoffwanderung,oder es handelt sich um primär wechsellagernde Verbände aus submarinen Effusivgesteinen,reinen Sedimenten und geringen Mengen tuffitischer Mischprodukte.Die verschiedenartige Entstehung dieser Amphibolite zeigt sich in ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung, insbesondere der Spurenelemente.Es wird daher der Deutung eines magmatisch-sedimentären Wechsel- und Mischverbandes der Vorzug gegeben,da die "Bunte Serie"(um die es sich hier handelt) durch den Wechsel kalkig-dolomitischer,pelitischer und euxinischer Fazies gekennzeichnet ist.Außerdem erscheint es unwahrscheinlich,daß räumlich so eng benachbarte und angeb-

lich primär gleich zusammengesetzte,basische Körper beim Einwirken metasomatischer Prozesse sich so unterschiedlich verhalten.

Die Frage,ob die Chromgehalte der Amphibolite des Bayerischen Waldes metasomatisch verändert wurden,läßt sich am besten bei den Amphiboliten erkennen,die aus dem anatektisch beeinflußten Gebiet stammen (Biotitamphibolite).Einige von ihnen mit sicheren Orthocharakter (Gabbroamphibolite) ermöglichen sogar direkte Vergleiche.Man könnte annehmen,daß diese Gesteine neben der Kalimetasomatose auch noch eine (u.a.) Chrommetasomatose während der anatektischen Phase (Metamorphosestadium II) erfahren haben.

Die große Ähnlichkeit ihrer Chromgehalte mit denen der basischen Eruptivgesteine,sowie die deutliche Abhängigkeit des Chroms vom Gesamtchemismus und der Nachweis der Existenz von Differentiationstrends des Chroms mit anderen Elementen (s.u.) lassen jedoch die Annahme einer metasomatischen Stoffveränderung nicht zu. Demnach kann man die weite Streuung der Chromgehalte in den Amphiboliten auf primäre Differentiationsvorgänge zurückführen.

Es fällt auf,daß sich die schmalen Amphibolitlagen am nördlichen Donauufer (V-47 bis V-69;vgl.Tab.1) aufgrund ihres Chromgehaltes als eine geschloßene Gruppe von den restlichen Amphiboliten absondern.Sie liegen nahe der 150 ppm-Grenze,wobei die quarzreichen Amphibolite mit höherem modalen Granatanteil (V-57,V-58,V-60 und V-67) besonders niedrige Chromgehalte haben.Diese Gruppe läßt sich daher mit Spätdifferentiaten eines basischen Magmatismus vergleichen.

Die aus der Betrachtung der Chromgehalte abgeleitete Ergebnisse lassen sich durch die Einbeziehung der Titangehalte gut

bestätigen (vgl.auch Tab.6).Lediglich ca. 9% der Proben (vgl. auch Abb.15;TiO_2-Histogramm und Tab.7) befinden sich mit ihren Titanoxydgehalte im Variationsbereich,der für mergelige Sedimente typisch ist.Damit wird das Vorherrschen von Orthoamphiboliten im Bayerischen Wald weiter unterstrichen.Unter den titanarmen Proben (Tab.7) befinden sich auch einige mit hohen Chromgehalten (V-26,V-33,V-34,V-77 und V-80).
Dies widerspricht aber nicht dem Orthocharakter,da der Titangehalt bei den Frühdifferentiaten i.allg. noch relativ gering ist und erst im Verlauf der weiteren Differentiation den Kritischen Wert von 0.8 Gew.-% überschreitet (vgl.Tab.6;Titangehalte der Ultrabasite).
Andererseits befinden sich unter den titanreichen Proben die Granatamphibolite und ein großer Teil der damit verbundenen schmalen Amphibolitlagen des nördlichen Donauufers (V-47 bis V-69,Bl.Obernzell,Tab.1),die bereits durch ihre niedrigen Chromgehalte eine Sonderstellung einnehmen.
Ebenso wie die bereits erwähnte Chromarmut weist auch die Titananreicherung auf eine späte Entstehung dieser Gesteine aus einem differenzierten basischen Magma hin.

Tab.5: Zusammenfassung charakteristischer Chrom-Durchschnittsgehalte von Amphiboliten bzw. ihren möglichen Ausgangsgesteinen aus der Literatur (Angaben in ppm).

Literatur		Proben Zahl >150	Proben Zahl <150	M.W. Cr 1)
A:BASISCHE ERUPTIVA				
Goldschmidt (1937a)	Peridotite.....	n.b.	n.b.	3400
	Gabbros.....	n.b.	n.b.	340
Sahama (1945b)	Ultrabasite.....	n.b.	n.b.	2000
	Gabbros u.Dolerite....	n.b.	n.b.	410
Cornwall-Rose (1957)	Basalte.....	12	7	166
Fröhlich (1960)	Olivinbasalte.....	alle	--	317
	Melilithbasalte.....	alle	--	1073
	Tholeiitbasalte.....	--	alle	71
	Restl.Basalte.....	5	1	240
Turekian-Wedepohl (1961)	Basaltische Gesteine..	n.b.	n.b.	170
Turekian (1963)	Olivinbasalte.....	13	13	200
	Basalte,Diabase,Doler.	26	33	179
	Tholeiitbasalte.....	2	10	82
Heiss-Poldervaat in:	Olivinbasalte.....	n.b.	n.b.	199
Basalts (1967)	Qu. norm.Tholeite.....	n.b.	n.b.	153
	Ol. norm.Tholeite.....	n.b.	n.b.	218
	Ol. norm.Alkali-Bas...	n.b.	n.b.	185
	Neph.norm.Alkali-Bas..	n.b.	n.b.	190
Agiorgitis (1968)	Olivinbasalte.....	--	--	243
	Foidbasalte.....	--	--	124
	Tuffe und Tuffite.....	--	--	98
	Melaphyre u.Porphyre..	--	--	175
	Diabase.....	--	--	105
B:ORTHOAMPHIBOLITE				
Evans-Leake (1960)	.....	16	16	233
Walker et al.(1960)	Dolerite.....	alle	--	351
	Metadol.u.Metabasalte.	7	1	233
	Metasom.Orthoamphib...	1	4	90
Heier (1962)	Vermutl.Orthoamphib...	3	2	358
Milowskji (1964)	.....	4	2	390
Engel-Engel (1962)	Emerville area.....	6	1	201
	Colton area.....	alle	--	353

1) M.W.=Mittelwert

Tab.5: Fortsetzung.

Literatur		Proben Zahl >150	Proben Zahl <150	1) M.W. Cr
B:ORTHOAMPHIBOLITE				
Gomes-Barros et al. (1964)	.....	8	12	104
Cambel-Kupco (1965)	.....	26	3	363
Lange (1965)	.....	alle	--	230
Van de Kamp (1968)	.....	13	3	197
Preto (1970)	.....	21	7	247
Vejnar (1971)	.....	n.b.	n.b.	255
C:PARAAMPHIBOLITE				
Walker et al. (1960)	a) "relict badding"...	--	alle	67
	b) "gabbroic loocking"	alle	--	325
Heier (1962)	.....	--	alle	24
Milowskji (1964)	.....	--	alle	78
Schweder (1968)	.....	1	8	76
Van de Kamp (1968)	.....	3	28	85
D:SEDIMENTGESTEINE				
Shaw (1954)	Tonschiefer.....	6	61	112
Goldberg-Arrhenius (1958)	Pazifische Tiefseetone	3	26	135
Macpherson (1958)	Arkose-Grauwacken.....	12	4	196
	Vulkan.Grauwacken.....	12	1	235
	Tone.....	27	14	200
Wedepohl (1960)	Atlant.Tiefseetone....	--	alle	86
	Europ.paläoz.Tonschief.	n.b.	n.b.	130
	Japan. " "	n.b.	n.b.	120
Turekian-Wedepohl (1961)	Tone.....	n.b.	n.b.	90
	Kalke.....	n.b.	n.b.	11
El Wakeel-Riley(1961)	Tonsedimente.....	--	alle	55
	Kalksedimente.....	--	alle	51
	Tuffite.....	2	--	380
Angino (1966)	Antarktische Pelite...	--	alle	89
Rivalenti-Sighinolfi (1969)	Grauwacken.....	23	11	208

1) M.W.=Mittelwert

Tab.6: Zusammenfassung charakteristischer TiO_2-Durchschnittsgehalte von Amphiboliten bzw. ihren möglichen Ausgangsgesteinen aus der Literatur (Angaben in Gew.-%).

Literatur		Proben Zahl > 0.8	Proben Zahl < 0.8	M.W. TiO_2
A:BASISCHE ERUPTIVGESTEINE				
Walker-Poldervaat(1949)	Karroo-Dolerite.....	74	24	1.13
Turekian-Wedepohl(1961)	Ultrabasite.....	n.b.	n.b.	0.06
(aus Nockolds 1954 und Green-Poldervaat 1955)	Basische Gesteine....	n.b.	n.b.	2.35
Vinigradov (1962)	Ultrabasite.....	n.b.	n.b.	0.06
	Basalte,Gabbros.....	n.b.	n.b.	1.53
Beus (1971)	Dunite.....	n.b.	n.b.	0.60
	Peridotite.....	n.b.	n.b.	0.53
	Kimberlite.....	n.b.	n.b.	2.16
	Kontin.Basalte.....	n.b.	n.b.	1.58
	Ozean.Thol.Basalte...	n.b.	n.b.	2.50
	Ozean.Oliv.Basalte...	n.b.	n.b.	3.00
	Gabbros.....	n.b.	n.b.	1.13
B:ORTHOAMPHIBOLITE				
Wilcox-Poldervaat(1958)	Roan Metadolerite....	alle	--	2.90
	Toecane Orthoamphib..	alle	--	2.40
Francis (1958)	.....	6	2	2.15
Evans-Leake (1960)	.....	30	3	1.90
Walker et al. (1960)	Dolerite u.Gabbros...	9	4	1.06
	Metabas.u.Metadolerit.	10	1	1.53
	Metasom.Orthoamphib..	6	--	1.96
Heier (1962)	Vermutl.Orthoamphib..	4	1	1.23
Engel-Engel (1962)	Emerville area.....	alle	--	1.89
	Colton area.....	alle	--	1.56
Gomes-Barros et al.(1964)	.....	19	1	1.39
Cambel-Kupco (1965)	.....	28	3	1.19
Lange (1965)	.....	alle	--	1.87
Schubert (1966)	.....	28	6	1.15
Eliot-Cowan (1966)	Massige Amphibolite..	alle	--	2.41
	Schiefr.Amphibolite..	13	1	2.05
Van de Kamp (1968)	.....	alle	--	1.57
Preto (1970)	.....	27	3	1.61
Vejnar (1972)	.....	32	7	1.74

Tab.6: Fortsetzung

Literatur		Probenzahl >0.8%	Probenzahl <0.8%	Ø TiO_2
C:SEDIMENTE				
Niggli (1952)	Mergel.....	1	7	0.57
Rankama-Sahama (1952)	Tone(nach Minami 1935)	n.b.	n.b.	0.72
Shaw (1954)	Tonschiefer.....	15	3	0.97
Goldberg-Arrhenius(1958)	Paz.Tiefseetone.....	11	18	1.20
Macpheson (1958)	Tone.....	n.b.	n.b.	0.40
Wedepohl (1960)	Atlant.Tiefseetone....	8	9	0.78
	Eur.pal.Tonschiefer...	n.b.	n.b.	0.88
	Jap.pal.Tonschiefer...	n.b.	n.b.	0.83
Wakeel-Riley (1961)	Tonsedimente.....	n.b.	n.b.	0.84
	Kalksedimente.....	n.b.	n.b.	0.38
Turekian-Wedepohl(1961)	Karbonate(nach Clarke)	n.b.	n.b.	0.07
	Tiefseesedimente(Lit. P.J.Wangewski,Diss.)	n.b.	n.b.	0.78
Vinogradov (1962)	Tonige Sedimente.....	n.b.	n.b.	0.77
Angino (1956)	Antarkt.pel.Sedim....	--	alle	0.47
Rivalenti-Sighinolfi (1969)	Grauwacken.....	18	17	0.90
Beus (1971)	Tone.....	n.b.	n.b.	0.63
	Kalke.....	n.b.	n.b.	0.20
	Tiefseesedimente.....	n.b.	n.b.	0.70
D:PARAAMPHIBOLITE				
Wilcox-Poldervaat(1958)	Roan Paraamph.(Lit. Eckelmann-Poldervaat)	1	2	0.60
	Quad Creek Paraamph..	n.b.	n.b.	0.60
Walker et al.(1960)	a)"relict banding"...	3	3	0.97
	b)"gabbroic loocking"	6	4	0.90
Heier (1962)	Vermtl.Paraamphibol..	alle	--	1.50
Schweder (1968)	Paraamphibolite.....	8	1	1.44
Van de Kamp (1968)	Paraamphibolite.....	18	13	1.31

3.1.2. Die K_2O-Gehalte der Amphibolite

Nach EVANS und LEAKE (1960) und LEAKE (1963,1964) geben die (Niggli-)k-Werte der Amphibolite weitere Unterscheidungsmöglichkeiten bezüglich ihrer Entstehung.
So sind hohe k-Werte für Para- und niedrige für Orthoamphibolite typisch.Dies stimmt mit den Gegebenheiten in den unveränderten mergeligen oder magmatischen Ausgangsgesteinen überein,jedoch ist besondere Vorsicht geboten.Wegen der hohen Mobilität des Kaliums bei metamorphen Prozessen und besonders wegen der hohen Kaliumanreicherung in einem großen Teil der Amphibolite aus dem anatektisch beeinflußten Gebiet,ist die Erfassung des Kaliumhaushaltes in den dortigen Biotitamphiboliten unmöglich,d.h. hier ist das Kalium zur Klärung genetischer Fragen ungeeignet.
Für alle Proben außerhalb dieses Gebietes,die keine wesentlichen Biotitmengen enthalten,zeigt sich jedoch,daß sie mit ihren K_2O-Werten größtenteils unterhalb von 1.0 Gew.-% liegen (Tab.7).Diese niedrigen K_2O-Gehalte entsprechen vollkommen denen von basischen Eruptivgesteinen und geben somit weitere Hinweise auf die magmatische Herkunft dieser Amphibolite.

3.1.3. Unterscheidung mit Hilfe von Korrelationsdiagrammen

Eindeutiger als die unterschiedlichen Absolutgehalte von Chrom, Titan und K_2O in Ortho- und Paraamphiboliten sind Unterscheidungsmöglichkeiten,die sich aus der gesetzmäßigen Veränderung im Gesteinschemismus einer Amphibolitserie ergeben können. Korrelationsdiagramme bestimmter Elementpaare bzw. von Niggli-Parametern mit typischen Verteilungstendenzen bzw. Konzentrationsbereichen der Probepunkte geben die Hauptkriterien für die Unterscheidung.

Die wichtigsten Diagramme sind folgende:

A: Diagramme von Niggli-Werten bzw. Hauptelementen.

1.Diagramm c/mg (Abb.17)
2.Diagramm al-alk/c (Abb.18)
3.Diagramm 100mg/c/al-alk (Abb.19)
4.Diagramm MgO/CaO/Sm.FeO (Abb.20)
5.Diagramm TiO_2/mg (Abb.21)

B: Diagramme von Spurenelementen mit Niggli-Werten.

6.Diagramm Cr/mg (Abb.22)
7.Diagramm Ni/mg (Abb.23)
8.Diagramm Cr/TiO_2 (Abb.24)
9.Diagramm Ni/TiO_2 (Abb.25)

C: Diagramme von Spurenelementen.

10.Diagramm Ni/Cr (Abb.26)
11.Diagramm Ni/Co (Abb.27)
12.Diagramm V/Cr (Abb.28)
13.Diagramm Zr/Ni (Abb.29)

Eine wichtige Voraussetzung für die Verwendung derartiger Diagramme ist eine möglichst hohe Anzahl von Analysen,damit repräsentative und keine zufälligen Trends bzw. Konzentrationsbereiche auftreten (LEAKE 1963,1964).Ergebnisse aus einer unzureichenden Zahl von Analysen sollten einer gewissen Skepsis begegnen,da u.U. gegenläufige Trends im Verhältnis zur Gesamtheit der Proben entstehen können. Man muß also jeweils prüfen, ob solche Trends und Konzentrationsbereiche repräsentativen Charakter besitzen und dementsprechend allgemein anwendbar sind. Die Resultate,die bei der geochemischen Bearbeitung von Amphiboliten erzielt wurden,erlauben im allgemeinen eine positive Beantwortung dieser Frage.Dazu einige erläuternde Bemerkungen: Als Grundlage zur Ermittlung typischer Entwicklungstendenzen (Trends) von basischen Eruptivgesteinen und mergeligen Sedimenten dienten EVANS und LEAKE (1960) und LEAKE (1963,1964) die geochemischen Daten der gut analysierten Karroo-Dolerite

(WALKER und POLDERVAAT 1949),die der Littleton bzw.Connemara Pelite und theoretische Pelit-Karbonat-Mischungen.
Die Differentiationstrends der Karroo-Dolerite wurden durch andere Untersuchungen im wesentlichen bestätigt (vgl.Tab.4) und gelten daher als bezeichnend für die Differentiationsprodukte eines basischen Magmas.Sie können daher auch für eine genetische Beurteilung von Amphibolitserien unbekannter Herkunft herangezogen werden,sofern die metamorphe Überprägung isochem verlief.Schwieriger ist die Frage zu beantworten ob die Tendenzen der theoretischen Pelit-Karbonat-Mischungen auch vertretbar und für eine Paraamphibolitserie beweiskräftigt sind,zumal geochemische Daten einer solchen Pelit-Karbonat-Serie bzw. einer sicheren Paraamphibolitserie sehr selten veröffentlicht wurden (vgl.auch S.49).
Der Versuch von JANDA et al.(1965),geochemische Methoden zur Lösung des Amphibolitproblems anzuwenden,zeigt allgemein die gute Verwendbarkeit der Korrelationsdiagramme.Dabei stimmen die aus Spurenelementen ermittelten Konzentrationsbereiche für Ortho- und Paraamphibolite mit denen von WALKER et al.(1960) gut überein:"Damit ist es wohl am besten gezeigt,daß Verteilungsgesetzmäßigkeiten keinen provinziellen Charakter aufweisen,sondern von allgemeiner Gültigkeit sein dürften"JANDA et al.(1965),S.562.

3.1.3.1. Das Diagramm c/mg (Abb.17)

LEAKE (1963,1964) stellte erstmals dieses Diagramm auf und ermittelte die möglichen Verteilungstendenzen für Ortho- und Paraamphibolite.
Bei der Differentiation eines basischen Magmas zeigt sich in der ersten Phase eine stetige Abnahme von mg bei gleichzeitiger Zunahme von c,da infolge der Kristallisation von Olivin

dem Magma ständig Magnesium entzogen wird.Ihren Höhepunkt erreichen die c-Werte im mittleren Differentiationsstadium. In der darauffolgenden Phase nimmt dann c gleichzeitig mit mg ab.Daraus ergibt sich für die c/mg-Verhältniswerte die in Abb.17 als eine konkave Kurve dargestellte Entwicklungstendenz (unterbrochene Linie).
Bei einer lückenlosen Serie von Pelit-Karbonat-Mischungen (Mergel),die als Ausgangsmaterial für Paraamphibolite in Frage kommt,besteht eine lineare Zunahme von c mit mg in der Art, daß die daraus resultierenden Trends senkrecht zum Kurvenverlauf der basischen Eruptivgesteine stehen,was aus Abb.17 deutlich hervorgeht.

Da es innerhalb des Diagramms breite Überlappungsbereiche beider Punktströmungen gibt,ist eine eindeutige Interpretation schwierig,vor allem dort,wo sowohl Ortho- als auch Paraamphibolite im gleichen Gebiet vorkommen.Im Überlappungsbereich scheint es zunächst unklar zu sein welcher Teil zur Ortho- bzw.zur Paragruppe gehört.Jedoch kann man in diesem Fall durch detaillierte Untersuchungen und genügend hohe Analysenzahlen erkennen, ob einer oder beide Haupttrends auftreten.Die wird am besten durch die Untersuchungen von van de KAMP (1968) veranschaulicht, der in der "Haliburton-Madoc area"von Ontario geochemisch sowohl Orthogesteine (Orthoamphibolite) als auch Paragesteine (Paraamphibolite,Paragneise,Marmore) untersucht hat.Das aus dieser Arbeit entnommene Diagramm c/mg (Abb.17a) und das darauffolgende (Abb.18a;al-alk/c-Diagramm) sollen ein Beispiel dafür sein wie sich die zwei Hauptentwicklungsrichtungen der c/mg- und al-alk/c-Paare für Ortho- und Paraamphibolite bzw. der mit ihnen assoziierten Paragneise mehr oder weniger gut voneinander trenen lassen.
Die Aussagekraft der unterschiedlichen Trends dieses Diagramms kann nach den bisher veröffentlichten Ergebnissen vor allen die Zuverlässigkeit der Eruptivtrends bestätigen,während es

bei den Paraamphiboliten im allgemeinen an praktische Erfahrungen fehlt.Die bereits erwähnte Paraserie der"Haliburton-Madoc area"(van de KAMP 1968) wurde als einzige bisher ausreichend geochemisch untersucht.Ein Musterbeispiel für eine Paraamphibolitserie ist bisher nicht veröffentlicht worden, in dem sich die typischen Trends der theoretischen Polit-Karbonatmischungen,in diesem oder in den folgenden Diagrammen, bestätigen lassen.

Im folgenden sind die wichtigsten,aus der Literatur bekanntgewordenen Orthoamphibolitserien aufgeführt:

Die von EVANS und LEAKE (1960) untersuchten gestreiften Amphibolite von Connemara,die entgegen früherer Interpretation als Orthoamphibolite eingestuft wurden,die von LEAKE (1963) bearbeiteten Orthoamphibolite der Adirondack Mountains,die von GOMES-BARROS et al.(1965) bearbeiteten Orthoamphibolite der "Jaragua area"(Brasilien) und die von CAMBEL und KUPCO (1965)geochemisch untersuchten Metagabbros aus der Kleinkarpathenregion zeigen Trends,die mit denen der Karroo-Dolerite identisch sind.

Die von LANGE (1965) untersuchten Orthoamphibolite aus dem Erzgebirge bewegen sich ebenfalls entlang der Kurve der Karroo-Dolerite (Abb.17).Eine Ausnahme bilden die Zoisitamphibolite des gleichen Gebietes,die aus vermutlich tuffitischem Material hervorgingen und deren Diagrammpunkte daher zur Kalk-Dolomitseite verschoben sind.Als weitere Beispiele eines ähnlichen Trendverlaufs der c/mg-Werte sind die von ELLIOT und COWAN (1966) bzw. VEJNAR (1972) untersuchten Orthoamphibolite der "Hollein-Dalen"-Grünschiefer Gruppe in Norwegen bzw.der moldanubischen Metavulkanite von West-Böhmen.

Das für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald

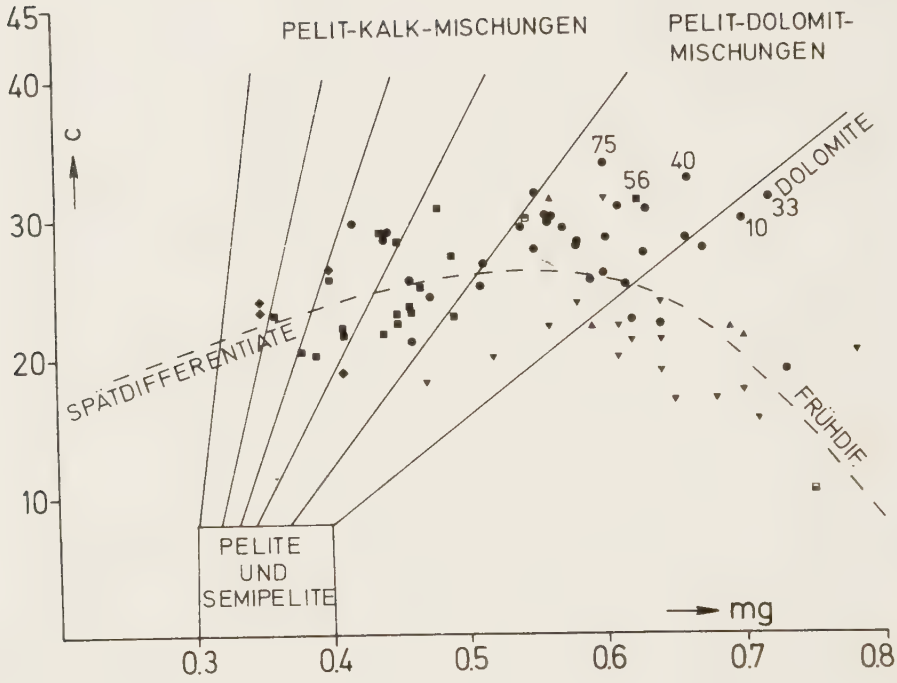


Abb.17: c/mg-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach LEAKE (1964).

Unterbrochene Linie=Trend der Karroo-Dolerite
Durchgehenden Linien=Trens von Pelit-Karbonat-Mischungen

angefertigte c/mg-Diagramm (Abb.17) gestattet zunächst keine eindeutigen Interpretationen,da die einzelnen Probepunkte ein breites Variationsfeld entlang der Eruptivkurve einnehmem. Die Tatsache jedoch,daß die Probepunkte in ihrer Lage der Eruptivkurve folgen kann als ein Hinweis einer primären Eruptivgesteinsserie gedeutet werden.Aus der Lage der einzelne Punkte im Diagramm lässt sich ein Differentiationsvorgang aufzeigen.Dabei befinden sich diejenigen Amphibolite,die als schmale Lagen am nördlichen Donauufer vorkommen (V-47 bis V-69, Bl.Obernzell,vgl.Tab.1) im Teilbereich der spätbasischen Dif-

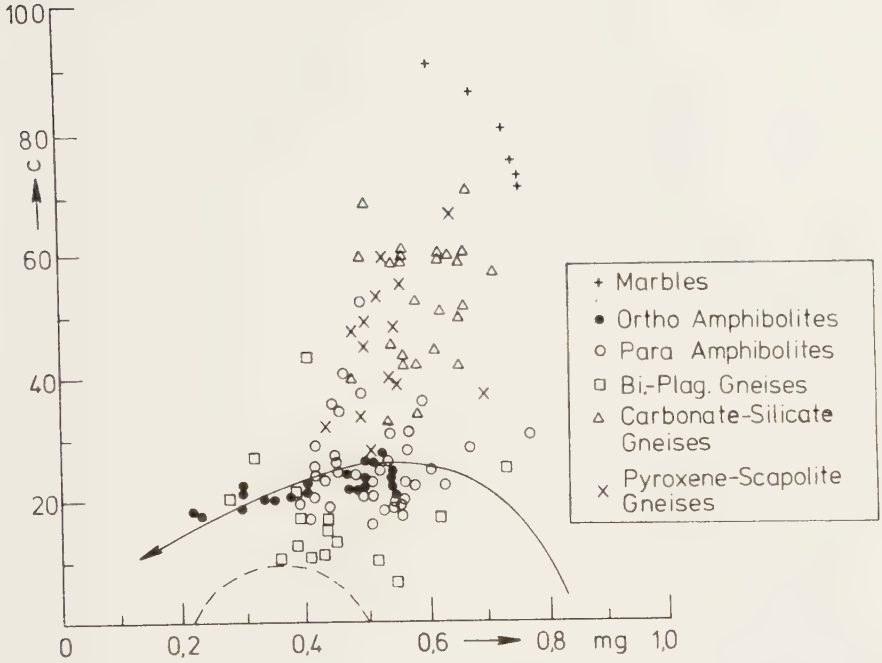


Abb.17a: c/mg-Diagramm aus van de KAMP (1968).

ferentiationsprodukte.Den ersten Hinweis auf diesen Tatbestand lieferten bereits ihre Chrom- und Titangehalte (s.Kap.3.1.1.) Es fällt auf,daß ein kleinerer Teil der Proben (im Diagramm mit Nummern versehen) zur Dolomitseite tendiert,was auf eine Beteiligung von karbonatischem Material im Ausgangsgestein hindeutet,eine Tatsache die im Geosynklinalbereich durchaus möglich ist.Ähnliches wurde auch bei der Diskussion der Chromgehalte (Kap.3.1.1.,S.56) in Betracht gezogen und am Beispiel des Vorkommens Fischhaus für einige der Proben mit niedrigen Chromgehalten bejaht.Betrachtet man jedoch die relativ hohen CaO-Gehalte der betreffenden Amphibolite (Tab.7) die als die Hauptursache der Verschiebung der Probepunkte zur Karbonatseite anzusehen ist,so läßt sich auch hier die Beteiligung

von kleineren $CaCO_3$-Mengen in ihrem Ausgangsmaterial nicht ohne weiteres ausschließen.Jedoch scheint eine derartige Beteiligung vom sedimentären Material örtlich stark zu wechseln. Bei den Proben mit niedrigen Chromgehalten (V-11,V-22,V-31,V-32 und V-56) scheint die Vormachtstellung des Paramaterials besonders bei den Spurenelementgehalten hervorzutreten,während hier die vermutlich weitaus geringere Beteiligung von Sediment keine allzu große Veränderung im Spurenelementchemismus hervorruft. Allgemein könnte man die relativ breite Streuung der Probenpunkte innerhalb des allgemeinen Eruptiv-Trends u.a. als das Ergebnis dieser geringen Beteiligung von Paramaterial an einem,mehr oder weniger großen Teil der Orthogesteine betrachten,ohne daß die Vormacht des Eruptivmaterials und die daraus resultierenden Differentiationstrends wesentlich beeinträchtigt werden.Eine Sonderstellung nimmt die Probe V-56 an,die aus dem Verband der schmalen Amphibolitlagen des nördlichen Donauufers angehört (vgl.Tab.1).Die hohen c- und mg-Werte und ihre ungewöhnlich niedrigen Chromgehalte lassen keinen Zweifel,daß es sich hier um die Zwischenschaltung eines mergeligen Ausgangsgesteins handelt,also um rein sedimentäres Ausgangsmaterial.

3.1.3.2. Das Diagramm al-alk/c (Abb.18)

Das Diagramm läßt ebenfalls unterschiedliche Verteilungstendenzen für basische Eruptiva und Pelit-Karbonat-Mischsedimente erkennen (vgl.Abb.18).NIGGLI (1952) stellte es für tonige Sedimente auf und ermittelte damit die charakteristischen Trends für die entsprechenden Pelit-kalk-bzw.Pelit-Dolomit-Mischungen.EVANS und LEAKE (1960) ergänzten das Diagramm durch den Eruptivtrend unter Anwendung der geochemischen Daten der

Karroo-Dolerite.Es ergeben sich dabei einwandfrei unterschiedliche Tendenzen,die ±senkrecht zueinander stehen,wobei für basische Eruptiva eine gleichsinnige,für entsprechende Sedimente dagegen eine gegenläufige Beziehung zwischen al-alk und c existiert.Wie im c/mg-Diagramm entstehen auch hier durch eine breite Überlappung beider Haupt-Punktströmungen Komplikationen.Die bisher erzielten guten Ergebnisse,vor allem von Amphibolitserien orthogener Herkunft sprechen für die Aussagekraft dieses Diagramms.Alle bei der Besprechung des c/mg-Diagramms erwähnten Orthoamphibolitserien geben auch in diesem Diagramm den Eruptivtrend wieder.Schwierigkeiten entstehen auch hier hinsichtlich der Paratrends.Die Resultate der von van de KAMP (1968) untersuchten Gesteinsserie der "Haliburton-Madoc area" sind auch in diesem Fall von besonderem Gewicht.

Das al-alk-Diagramm aus dieser Arbeit (Abb.18a) zeigt einen Trend für die Paraamphibolite,der sich deutlich von dem der Orthoamphibolite und erst recht von dem der Karroo-Dolerite unterscheidet.Der Verlauf des Trends entspricht jedoch nicht genau dem der reinen Mergel,sondern er wandert vom Doleritfeld zur Kalk-Dolomitseite hin.Dies kann u.a. auf die Zumischung von basischen Orthomaterial in den Paraamphiboliten zurückgeführt werden (siehe van de KAMP 1968).

Danach sollten reine Mischglieder einer Pelit-Karbonatserie entsprechend deutliche Ergebnisse bringen.

Im al-alk-Diagramm der Diopsid-(Para)-Amphibolite von Gurskøy und Sandsøy,Sunnmøre,Norwegen (HOLDHUS 1971) werden zwar ähnliche sedimentäre Trends (Paratrends) angedeutet,jedoch dürften sie aufgrund unzureichender Analysenzahl keine allzugroße Bedeutung haben.

Die im al-alk/c-Diagramm eingetragene Amphibolite aus dem Baye-

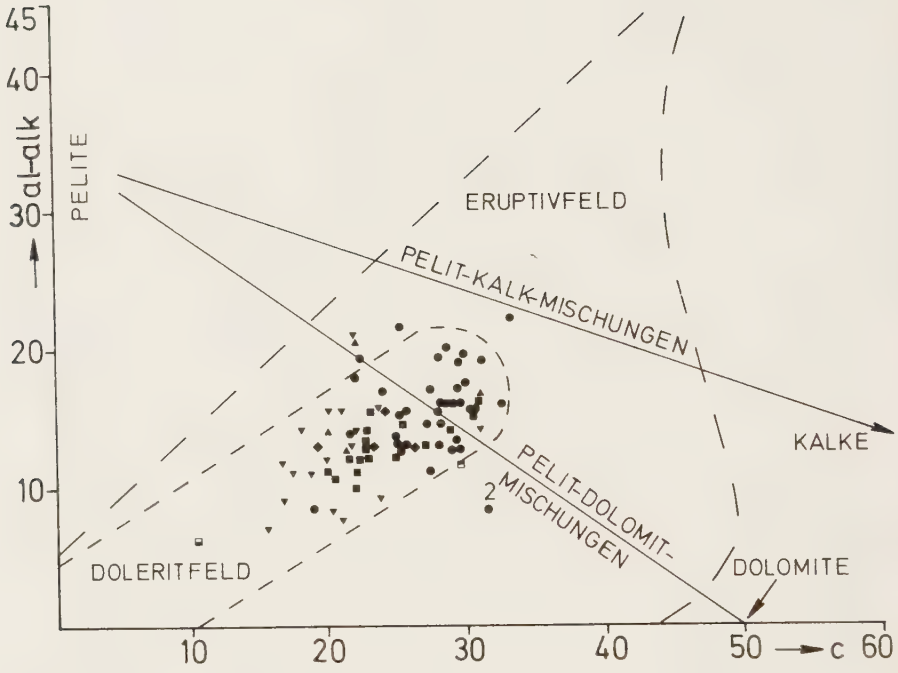


Abb.18: al-alk-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach NIGGLI (1952) und EVANS und LEAKE (1960)

rischen Wald,befinden sich fast alle im Doleritfeld (Abb.18) und nur zum Teil im Überlappungsbereich mit dem der Pelit-Karbonatmischungen.Ihr Trend zeigt eine gleichzeitige Zunahme der al-alk-und c-Werte und enspricht völlig dem der basischen Eruptivgesteine.Die Probe V-2 weicht zwar deutlich vom Doleritfeld ab;doch lassen die hohen Chrom- und Titangehalte (Tab. 7,Tab.8) eine Deutung als Paraamphibolit nicht zu.
Von besonderem Interesse ist,ob die metasomatisch bedingte Veränderung der alk-Werte (Kaliummetasomatose,vgl.TROLL 1966) einen Einflus auf den Verlauf des Eruptivtrends hat.Wie aus der Abb.18 hervorgeht,ist dies Keineswegs der Fall.

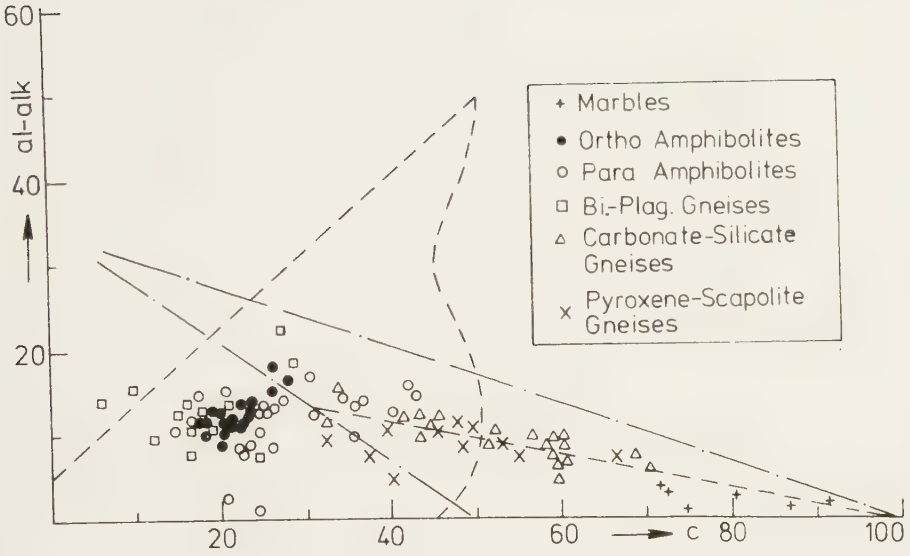


Abb.18a: al-alk/c-Diagramm aus van de KAMP (1968)

Eine entsprechende Korrektur der K_2O-Gehalte auf die primären vormetasomatische Verhältnisse ist daher nicht unbedingt nötig. Sie würde zwar die einzelnen Biotit-Aphibolitpunkte innerhalb des Doleritfeldes verschieben, aber kaum den Verlauf des Trends verändern.

3.1.3.3. Das Diagramm 100mg/c/al-alk (Abb.19)

Die Kombination der bisher diskutierten Diagramme c/mg und al-alk/c unter Bildung des 100mg/c/al-alk-Diagramms (LEAKE 1963, 1964) liefert zusammenfassende und deutlichere Ergebnisse. Als eine Folge des stetigen Abnehmens des mg-Wertes im Differentiationsferlauf bewegen sich Orthoamphibolite entlang der leicht gekrümmten, unterbrochenen Kurve, die gleichzeitig den

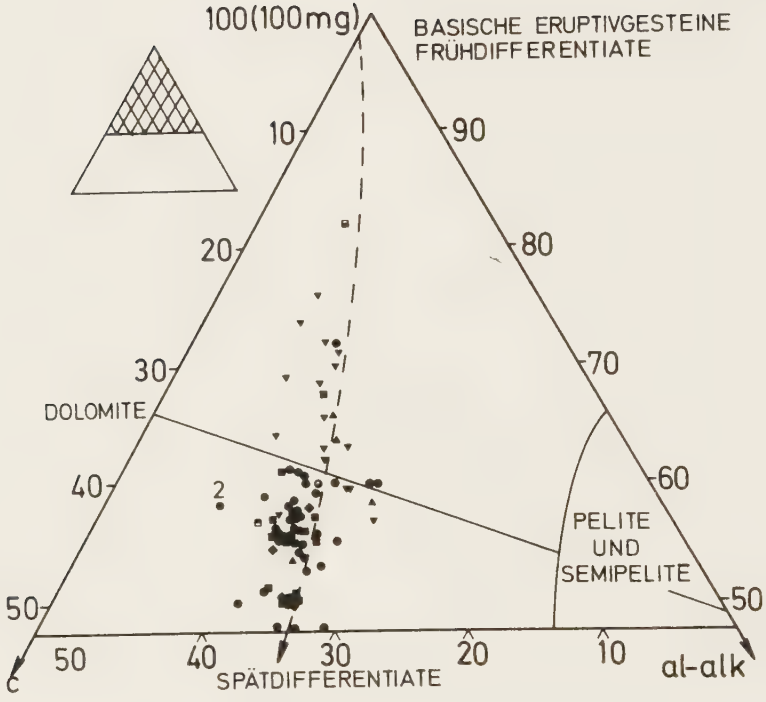


Abb.19: 100mg/c/al-alk-Diagramm (Ausschnitt) für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach LEAKE (1964). Unterbrochene Kurve=Trend der Karroo-Dolerite.

Verlauf des Karroo-Dolerit-Trends darstellt (Abb.19).Dagegen sollten bei einer Paraamphibolitserie Trends entstehen,die ihrem Verlauf nach vom Pelit- zum Dolomit- bzw. Kalk-Feld, also quer zum Eruptivtrend,gerichtet sind.

Es muß nochmals betont werden,daß alle erwähnten eindeutigen Orthoamphibolite der Literatur ebenfalls den Eruptivtrend wiedergeben.

Der Trend der untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald entspricht seinem Verlauf nach dem der basischen Eruptivgesteine.Es gibt keine Tendenzen die auf paragene Entstehung hinweisen würden.Auch hier läßt sich der bereits erwähnte

Differentiationsvorgang erfassen,wobei die Punkte der Amphibolite vom nördlichen Donauufer in dem für spätbasische Differentiate typischen Bereich liegen.

3.1.3.4. Das Diagramm MgO/CaO/Sm.FeO (Abb.20)

WALKER et al.(1960) entwarfen dieses Diagramm bei der Untersuchung der Metabasite aus NW-Queensland.
Es lassen sich damit charakteristische Konzentrationsfelder ermitteln,die sich aber in einem schmalen Bereich überlappen (Abb.20).Während nach den bisher diskutierten Diagrammen gewisse Trends,die durch eine hohen Analysenzahl zustandekommen, für eine genetische Beurteilung der Amphibolite maßgebend sind, sind mit diesem Diagramm genetische Aussagen auch für Einzelproben möglich,da die Lage der Projektionspunkte innerhalb des Diagramms allein aussagekräftig ist.Jedoch im Falle einer Metasomatose bei den Amphiboliten,führt das Diagramm zu genetischen Fehlinterpretationen,da einzelne Probenpunkte willkürlich verschoben werden und ins falsche Konzentrationsfeld geraten können.Bereits WALKER et al.(1960)haben solche Erfahrungen gemacht.Während sich alle unveränderte Orthoamphibolite und basischen Eruptiva im Orthofeld befinden,werden metasomatische Orthoamphibolite ins Sedimentfeld verschoben.Auch bei den Amphiboliten von Langøy,Norwegen (HEIER 1962) erbrachte diese Darstellungsmethode keine klaren Ergebnisse,da die angeblichen Paraamphibolite alle im Orthofeld liegen.
Dagegen verwendete LANGE (1965) diese Methode mit Erfolg bei den Metabasiten des Erzgebirges.Sämtliche Punkte der Orthoamphibolite fallen dabei in das Eruptivfeld,während sich die Zoisit-Paraamphibolite mitten im Parafeld befinden.Somit können aus dem Gesamtchemismus der Amphibolite auch für einzelne

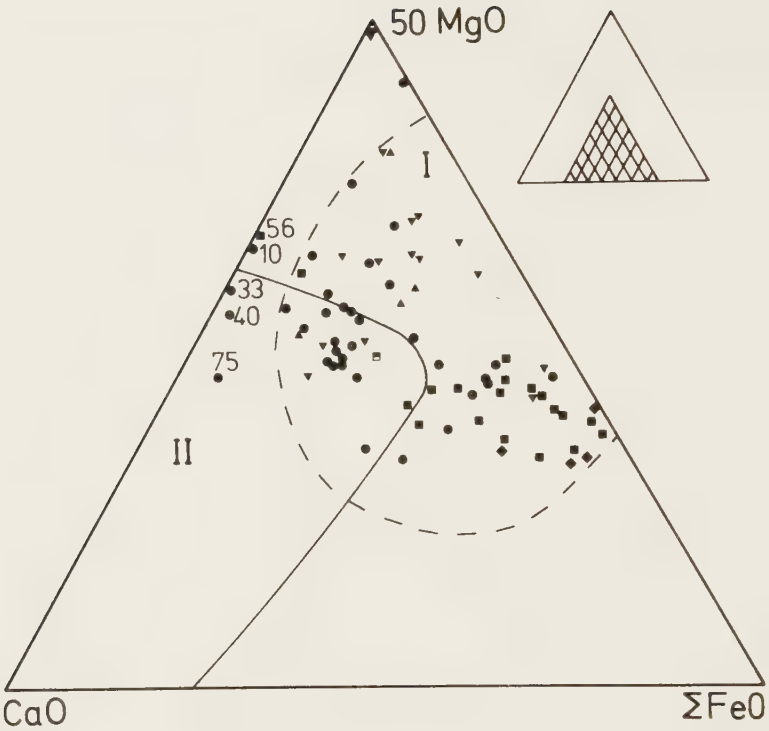


Abb.20: MgO/CaO/Sm.FeO-Diagramm (Ausschnitt) für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach WALKER et al.(1960). Feld I=Orthofeld;Feld II=Parafeld

Proben Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial gezogen werden. Dieses Diagramm lieferte gleichfalls gute Ergebnisse bei den Amphiboliten des Odenwaldes,was sowohl von SCHUBERT (1968) als auch von WEBER-DIEFENBACH (1970) bestätigt wird.

Abb.20 stellt das MgO/CaO/Sm.FeO-Konzentrationsdreieck für die Amphibolite aus dem Bayerischen Wald dar.Der größte Teil der Probenpunkte befindet sich innerhalb des von WALKER et al. (1960) ermittelten Orthofeldes.Die basischen Glieder unter den Proben befinden sich dagegen außerhalb des Orthofeldes und tendieren zur MgO-Ecke hin.Dazu gehört auch der MgO-reich Meta-Ultrabasit von der Löwmühle (V-46).Außerhalb des Ortho-

feldes und z.T. innerhalb des reinen Parafeldes befinden sich fünf Proben darunter auch die Probe V-56,auf deren Sedimentchemismus bereits hingewiesen wurde.Die restlichen 4 Proben (im Diagramm mit Nummern versehen) zeigen,wie im c/mg-Diagram,eine Tendenz zur Kalk-Dolomit-Seite (CaO-MgO-Seite).
Als Ursache dafür wird die Beteiligung von sedimentären Material im Ausgangsgestein angenommen.
Infolge ihres Eisenreichtums bilden die Amphibolite vom nördlichen Donauufer ein separates Feld zur FeO-Ecke hin.
Zusammenfassend kann man mit Hilfe dieses Diagramms feststellen, daß sich die Probenpunkte größtenteils im Eruptivfeld konzentrieren.wobei die geringe chemische Variabilität einen weiteren Hinweis auf eine primär magmatische Entstehung gibt.

3.1.3.5. Die Diagramme TiO_2/mg (Abb.21),Cr/mg (Abb.22),Ni/mg (Abb.23),Cr/TiO_2 (Abb.24) und Ni/TiO_2 (Abb.25).

Gesetzmäßige Veränderungen zwischen Titan,Chrom und Nickel einerseits und Niggli-mg andererseits in einer Amphibolitserie bilden wichtige Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen Ortho- und Paraamphiboliten.Betrachtet man zunächst die Beziehung zwischen TiO_2 und Niggli-mg in einer Serie aus differenzierten basischen Gesteinen,so läßt sich feststellen,daß mit fortschreitender Differentiation eine Abnahme von mg mit entsprechender Zunahme von TiO_2 gekoppelt ist. Ähnliches kommt jedoch auch bei einer Serie von Pelit-Karbonat-Mischungen von.Mit zunehmendem Niggli-mg-Wert,also mit wachsender Beteiligung von Dolomit,erfolgt eine Verminderung des TiO_2-Gehaltes,da der die mg-Werte erhöhende Dolomit keine wesentlichen Titangehalte enthält (vgl.Tab.6).Der Unterschied besteht jedoch darin,daß die Neigung des sedimentären Trends im Diagramm

wesentlich flacher verläuft,als die des entsprechenden magmatischen Trends (gestrichelte Linie im Diagramm;Abb.21).
Aus der Beziehung zwischen Chrom bzw.Nickel und dem Niggli-Wert mg geht hervor,daß eine positive Korrelation zwischen Chrom bzw.Nickel und mg als ein klarer Hinweis auf eine Eruptivabstammung der Amphibolite gilt.Dagegen weist eine negative Korrelation auf vorherrschend paragenes (parakrates) Ausgangsmaterial hin.Das ist darin begründet,daß im Verlauf der Magmadifferentiation die Chrom- und Nickelgehalte linear mit den mg-Werten abnehmen (vgl.EVANS und LEAKE 1960;für die Karroo-Dolerite).Diese Werte verhalten sich bei einer Sedimentserie umgekehrt.Die Zunahme von mg,also die zunehmende Beteiligung von Karbonat im pelitischen Sediment,führt zu einer entsprechenden Abnahme der Chrom-und Nickelgehalte,da ja, wie am Beispiel von Chrom aus der Tab.5 ersichtlich ist,Karbonate nur äußerst arm an diesen Spurenelementen sind. Das kann u.U. zu einer negativen Korrelation von Chrom und mg bzw. Nickel und mg führen.Es kann aber dadurch auch eine weite Streuung der Cr/mg- und Ni/mg-Werte entstehen.Aus den im Kap. 3.1.3.1. erwähnten Gründen (Mangel an gut analysierten Paraamphibolitserien) kann man sichere Aussagen nur dann machen,wenn positive Korrelationen zustande kommen,die dann für eine Eruptivabstammung der betreffenden Amphibolitserie sprechen würden.Die typischen negativen Korrelationen und die entsprechenden Trends der Paraamphibolite sind bisher nicht klar bestätigt worden.Eine Streuung der Punkte im Diagramm würde,wie bereits erwähnt,als Hinweis auf Paramaterial gelten. Dies kann aber auch das Ergebnis von metasomatischen Veränderungen des primären Eruptiv- oder Sedimentmaterials sein.
Die Frage,ob eine Metasomatose innerhalb einer Amphibolit-

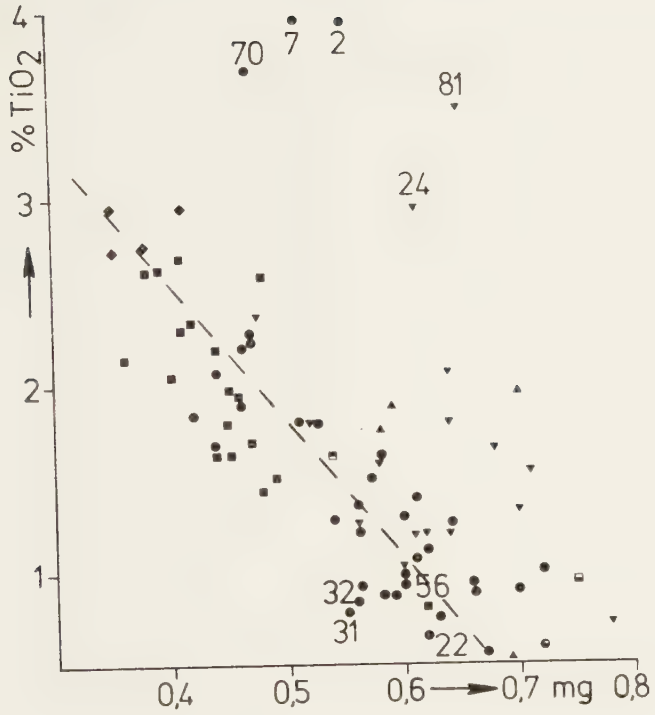


Abb.21: TiO_2/mg-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald.Unterbrochene Linie=Ausgleichsgerade der untersuchten Proben,die mit der der Karroo-Dolerite identisch ist.

serie ebenfalls die typischen Eruptivtrends entstehen läßt, kann i.a. verneint werden;denn es wäre rein zufällig,wenn eine Metasomatose z.B. von primär sedimentären Material nach den gleichen Anreicherungsgesetzen einer Magmadifferentiation erfolgen würde.Aus den bereits erwähnten Beziehungen zwischen TiO_2 und Niggli-mg einerseits und Chrom bzw.Nickel und mg andererseits ergeben sich bestimmte gesetzmäßige Veränderungen zwischen Chrom bzw.Nickel und TiO_2.Für differenzierte basische Eruptivkörper ist eine negative Korrelation zwischen Cr und TiO_2 bzw.Ni und TiO_2 typisch,während eine positive für

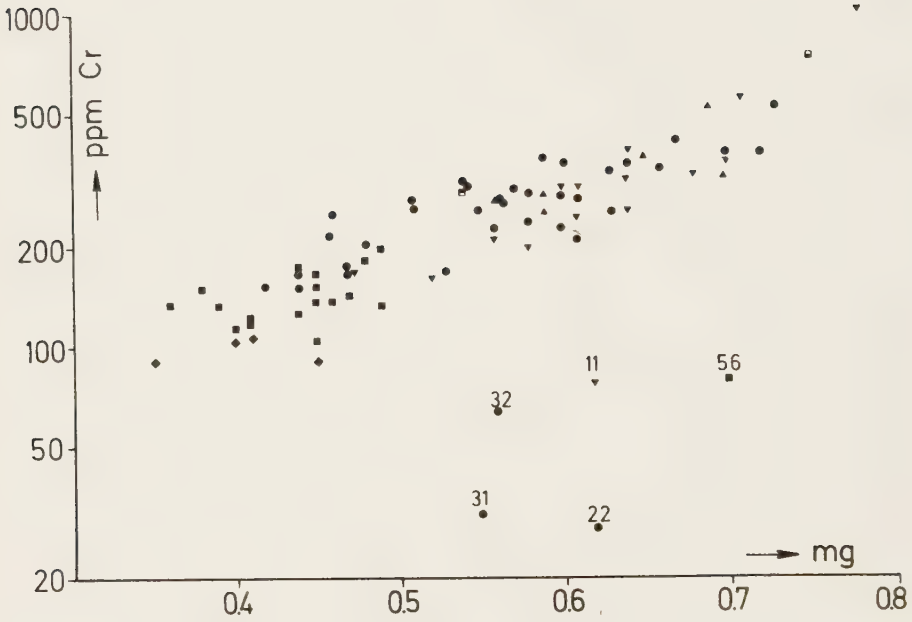


Abb.22: Chrom/mg-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach EVANS und LEAKE (1960)

ehemalige Pelit-Karbonat-Mischungen sprechen würde.Eine Streuung der Punkte im Diagramm würde sowohl Paraamphibolite als auch metasomatische Amphibolite kennzeichnen.Von besonderer Wichtigkeit erscheint das Chrom/TiO_2-Diagramm wegen der großen Variationsbreite der Chromgehalte.LEAKE (1964) stellte im Chrom/TiO_2- bzw. Nickel/TiO_2-Diagramm für die Connemara- und auch für die NW-Queensland-Amphibolite (WALKER et al.1960) gleiche Trends wie bei den Karroo-Doleriten fest.Dagegen konnte LEAKE (1964) für die von HEIER (1962) erstmals untersuchten Langøy-Amphiboliten keine klaren genetischen Aussagen machen, was auf die niedrige Zahl der Analysen zurückzuführen ist.

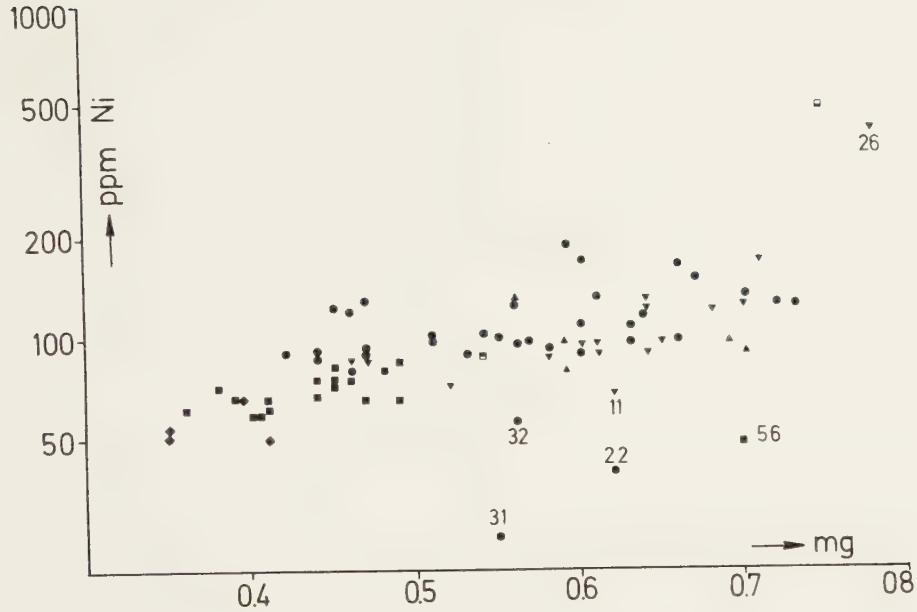


Abb.23: Nickel/mg-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach EVANS und LEAKE (1960)

In den gleichen Diagrammen nehmen die erzgebirgischen Orthoamphibolite (LANGE 1965) ein eng begrenztes Feld ein (Abb.24; Orthofeld I nach LANGE 1965),während die Para-Zoisitamphibolite außerhalb dieses Feldes regellos streuen.Die Orthoamphibolite zeigen besonders im Chrom/TiO_2-Diagramm,innerhalb des Orthofeldes I,eine negative Korrelation.Auch die Paraamphibolite des Kyffhäuserkristallins (SCHWEDER 1968) lieferten brauchbare Ergebnisse.Sie zeigen eine unregelmäßige Streuung ihrer Punkte,was von SCHWEDER (1968) als ein Indiz unter anderen für ihre Sedimentnatur betrachtet wird.Wegen der großen Variationsbreite der Elemente,vor allem des Chroms,

in den Ausscheidungsprodukten eines basischen Magmas scheint jedoch die Lage der Amphibolit-Punkte in einem engen Bereich, wie das bei den erzgebirgischen Orthoamphiboliten der Fall ist (LANGE 1965), zur genetischen Deutung einer Orthoamphibolitserie nicht unbedingt ausschlaggebend zu sein. Vielmehr sind die Typischen Differentiationstrends nötig, die aufgrund der bereits erwähnten negativen Korrelationen zwischen Chrom und TiO_2 bzw. Nickel und TiO_2 zustandekommen. Eine Konzentration von Probenpunkten in einem eng begrenzten Feld würde ein entsprechend eingegrenztes Differentiationsstadium kennzeichnen, während bei einer vollständigen Differentiationsreihe die einzelnen Amphibolitpunkte ein weitaus längeres Feld einnehmen würden.

Die Vormacht orthogenen Ausgangsmaterials bei den untersuchten Amphiboliten aus dem Bayerischen Wald läßt sich auch mit Hilfe der Korrelationsdiagramme dieses Kapitels (Abb.21 bis Abb.25) bestätigen. Die Trends zeichnen sich zum Teil durch eine relativ breite Variationszone der Probenpunkte aus, was, wie bereits gesagt, vermutlich auf eine geringe Zumischung von Sediment im Ausgangsmaterial der Amphibolite zurückzuführen ist. Ebenso läßt sich aus der Lage der einzelnen Punkte im Diagramm ein Differentiationsvorgang erfassen, wobei, wie bei den bereits diskutierten Diagrammen, die Amphibolitpunkte am nördlichen Donauufer in den Diagrammen diejenigen Bereiche einnehmen, die für spätbasische Differentiate typisch sind.

Die größte Variationsbreite der Probenpunkte zeigt das TiO_2/mg-Diagramm (Abb.21). Jedoch lässt sich feststellen dass zwischen TiO_2 und Niggli-mg eine negative Korrelation existiert. Der resultierender Trend (Abb.21; gestrichelte Linie) entspricht völlig dem der Karroo-Dolerite.

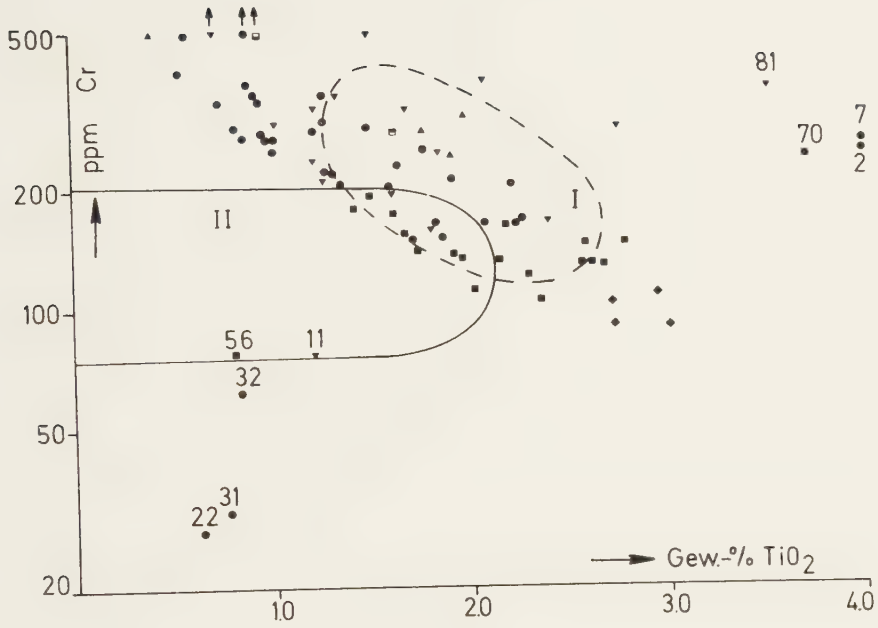


Abb.24: Cr/TiO_2-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach LEAKE (1964) u.LANGE (1965)

Andererseits nehmen einige der Proben eine Stellung im Diagramm ein, die von der allgemeinen Variationsbreite weit entfernt ist.Für diese Proben (V-2,V-7,V-24,V-70 und V-81) spricht dies nicht gegen eine Herkunft aus Eruptivgesteinen,da die Streuung das Ergebnis ihrer hohen TiO_2-Gehalte ist.
Auch zwischen Chrom bzw.Nickel und Niggli-mg läßt sich eine positive Korrelation feststellen,was wiederun den primären Eruptivcharakter der untersuchten Amphibolite bekräftigt.
Der aus dem Chrom/mg-Diagramm (Abb.22) ablesbare Trend entspricht völlig dem der Karroo-Dolerite (EVANS und LEAKE 1960), während der entsprechende aus dem Nickel/mg-Diagramm (Abb.23)

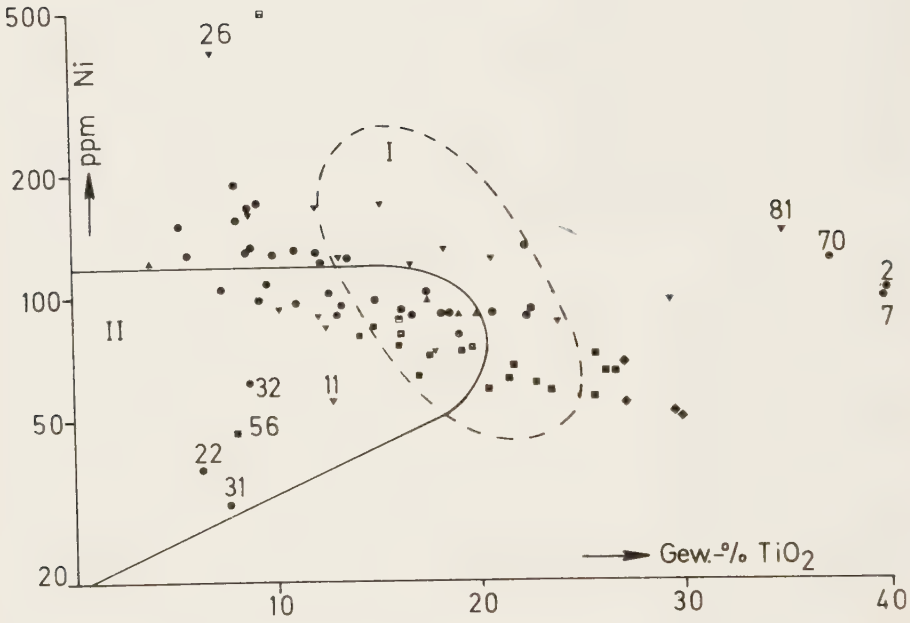


Abb.25: Ni/TiO_2-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach LEAKE (1964) u.LANGE (1965)

wegen der geringen Variationsbreite des Nickels (vgl.Tab.8) relativ flach verläuft und sich in seiner Neigung wesentlich von den Trends der Eruptivgesteine unterscheidet.Es ist interessant,daß sich sowohl im Chrom/mg- als auch im Nickel/mg-Diagramm unter den abseitsliegenden Proben diejenigen befinden (V-11,V-22,V-31,V-32) für die bereits eine Sedimentbeteiligung im Ausgangsmaterial in größeren Mengen vermutet wurde,wobei bei der Probe V-56 (Vork.Endresfelsen) sogar ein rein sedimentäres Ausgangsmaterial angenommen wurde.Diese Abweichung geht auf die niedrigen Chrom- und Nickelgehalte dieser Proben (Tab.7 und Tab.8) im Vergleich zu ihren mg-Werten zurück,so

daß sie aus dem allgemeinen Trend herausfallen.Auch die Diagramme Chrom/TiO_2 (Abb.24) und Nickel/TiO_2 (Abb.25) liefern wichtige Indizien für die Eruptivabstammung des größten Teils der untersuchten Proben.
Ein großer Teil der Proben befindet sich innerhalb des von LANGE (1965) ermittelten Eruptivfeldes für die erzgebirgischen Orthoamphibolite,jedoch viel wichtiger sind die negativen Korrelationen zwischen Chrom bzw.Nickel und Titanoxyd und das Auftreten der ensprechenden Differentiationstrends.
Die Entstehungsmöglichkeiten der im Diagramm vom allgemeinen Trend abweichenden,mit Nummern versehenen,Proben wurden bereits ausführlich diskutiert.

3.1.3.6. Spurenelement-Korrelationsdiagramme zur Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten.

Korrelationsdiagramme zwischen Spurenelementen wurden erstmals von WALKER et al.(1960) aufgestellt,wobei jedoch aufgrund von besonderen Schwierigkeiten,wie metasomatisch bedingten Stoffveränderungen,die gewünschte positiven Ergebnisse z.T. ausbleiben.JANDA et al.(1965) befassten sich ausführlich mit dem "Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten" und stellten für eine Reihe von Spurenelementdiagrammen Konzentrationsfelder auf,die für die eine oder andere Amphibolitgruppe charakteristisch sind [1].
Für die Eignung der verwendeten Elemente ist ihr geochemisches Verhalten ausschlaggebend.Nach JANDA et al.(1965)"eignen sich am besten Elemente,die eine größere Variationsbreite der Konzentration während der geochemischen Differentiation aufweisen,

1) Vgl.S.61:Ähnlichkeit einiger dieser Diagramme mit den entsprechenden von WALKER et al.(1960).

wie z.B.Cr,Ni,Cu,V und Zr,während Sc,Y oder Mn aufgrund ihrer geringen Konzentrationsunterschiede weniger gut geeignet sind, da die aus ihnen gebildeten Konzentrationsfelder unspezifisch erscheinen".

Die wichtigsten Diagramme und zwar das Ni/Cr-,Ni/Co-,V/Cr- und Zr/Ni-Diagramm werden hier ausdrücklich,dagegen die Kupferdiagramme wegen der hohen Mobilität des Kupfers nicht weiter berücksichtigt.Das in der vorliegenden Arbeit ebenfalls behandelte V/Cr-Diagramm wurde von SCHWEDER (1968) nach Werten von MILOWSKJI (1964) aufgestellt,wobei eine kleine Überlappung des Ortho- und Parafeldes auftritt (Abb.28).Es herrschen über dieses Diagramm jedoch unterschiedliche Meinungen.Nach JANDA et al.(1965) "Das Diagramm Chrom-Vanadin wäre ein Beispiel geringere Trennschärfe,da sich Ortho- und Parafeld überlappen."

In den Diagrammen Nickel/Chrom und Nickel/Kobalt lassen sich außer den typischen Konzentrationsfeldern noch bestimmte Verteilungstendenzen (Trends) ermitteln,die als genetische Indikatoren für die eine oder andere Amphibolitgruppe anzusehen sind,und zwar:

a) positive Korrelation zwischen Chrom und Nickel bzw. Nickel und Kobalt für eine Orthoamphibolitserie und

b) Negative Korrelation für eine Paraamphibolitserie.

Die geochemische Bearbeitung von Paraamphiboliten (WALKER et al.1960 ,HEIER 1962,SCHWEDER 1968 und van de KAMP 1968) brachte die Existenz des theoretischen Sedimenttrends mit negativen Charakter nur bedingt zum Vorschein.Vielmehr zeigte sich eine breite Streuung der Probenpunkte im Diagramm.Das wird zwar ebenfalls als ein wichtiger Hinweis auf Paragesteine angesehen (z.B.von WALKER et al.1960 und SCHWEDER 1968) doch muß in einem solchen Fall noch geprüft werden,ob es sich nicht um eine metasomatisch veränderte Gesteinsserie handelt,in der

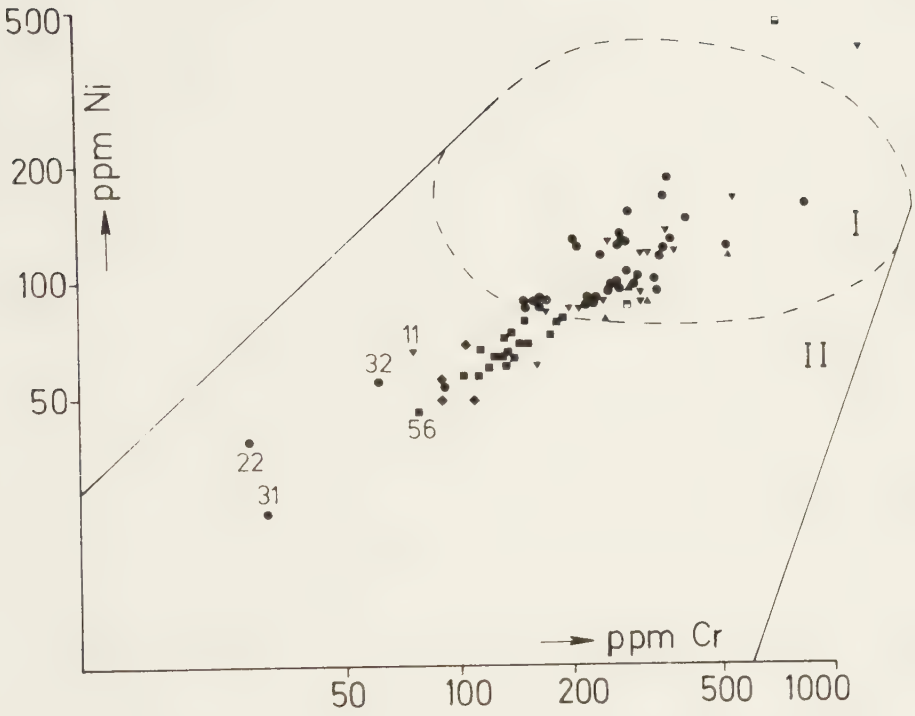


Abb.26: Nickel/Chrom-Korrelationsdiagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach JANDA et al.(1965). Feld I=Orthofeld;Feld II=Parafeld.

bereits vorhandene Gesetzmäßigkeiten zerstört wurden. In keinem Fall sind bisher positive Korrelationen und die entsprechenden Differentiationstrends bei Paraamphiboliten oder metasomatisch veränderten Amphiboliten festgestellt worden,so daß man beim Auftreten solcher Korrelationen und Trends mit Sicherheit auf Orthomaterial schließen kann. Auch die Einteilung der Konzentrationsfelder im Nickel/Chrom- und Nickel/Kobalt-Diagramm ist nur mit gewissen Einschränkungen durchzuführen.Während für alle Proben die sich im Orthofeld I befinden,aufgrund hoher Chromgehalte,eine Herkunft aus ehemaligen Magmagesteinen ohne weiteres anzunehmen ist,können im

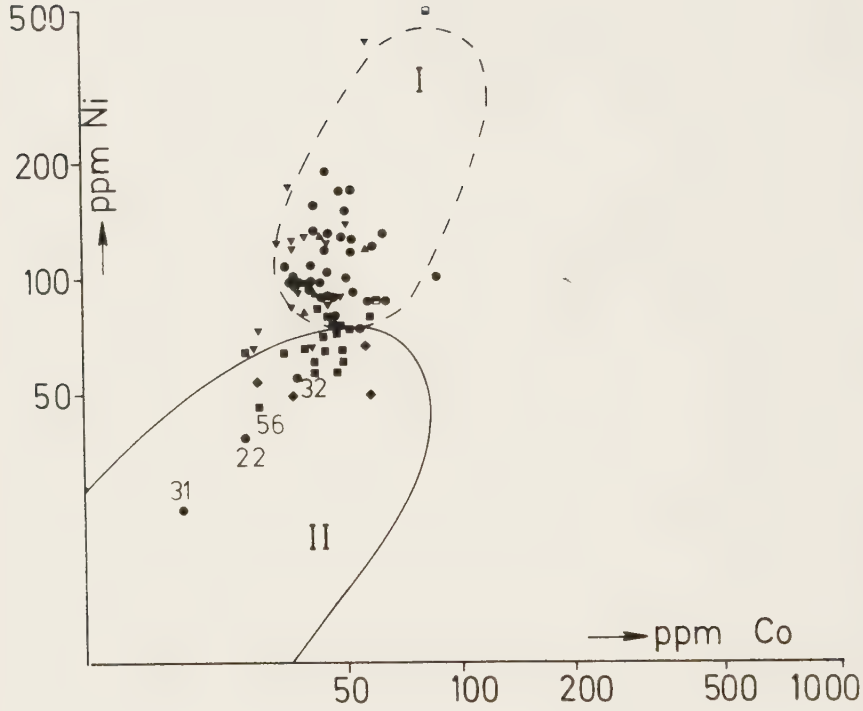


Abb.27: Nickel/Kobalt-Korrelationsdiagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach JANDA et al.(1965). Feld I=Orthofeld;Feld II=Parafeld.

Parafeld II (Abb.26,Abb.27) neben Paraamphiboliten auch ehemalige spätbasische Differentiationsprodukte mit niedrigen Chrom- und Nickelgehalten auftreten.In diesem Fall ist der alle Proben gemeinsam erfassende Eruptivtrend ein viel wichtigerer Faktor zur genetischen Deutung,als die Lage der einzelnen Probenpunkte in dem einen oder anderen Konzentrationsfeld.

Aus dem Nickel/Chrom- und Nickel/Kobalt-Diagramm der Amphibolite des Bayerischen Waldes (Abb.26,Abb.27) ergeben sich die bisher klarsten Beweise für die Orthonatur des größten Teils der Amphibolite.Einerseits befinden sich die meisten Proben

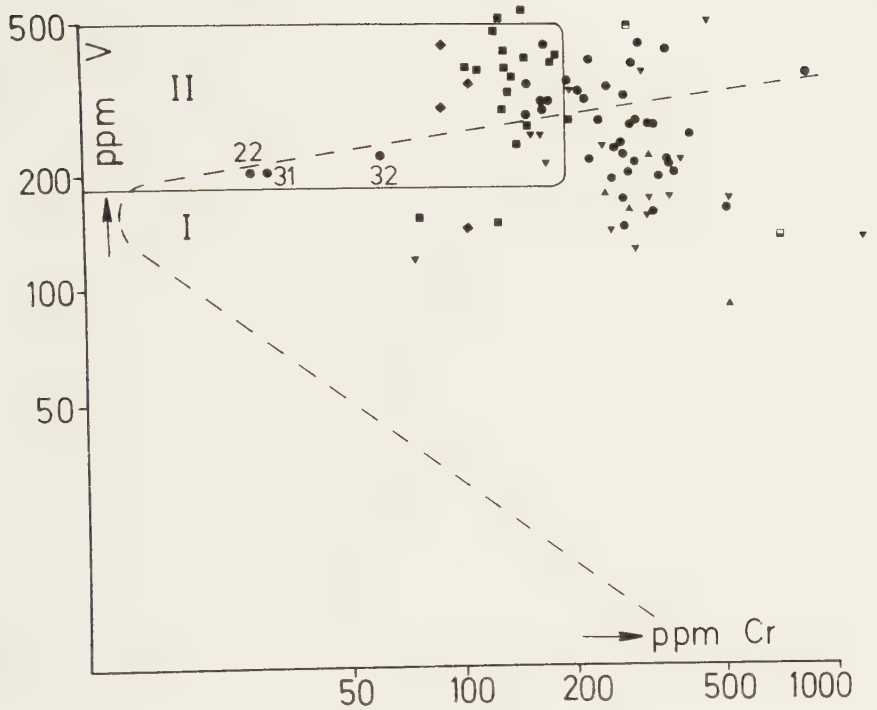


Abb.28: Vanadium/Chrom-Korrelationsdiagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach SCHWEDER (1968). Feld I=Orthofeld;Feld II=Parafeld.

innerhalb des Konzentrationsfeldes I (Orthofeld),andererseits weist die positive Korrelation zwischen Chrom und Nickel bzw. Nickel und Kobalt und ihre typischen Orthotrends auf Orthomaterial hin.Die Proben V-11,V-22,V-31,V-32 und V-56,deren Herkunft bereits als tuffitisch bzw.sedimentär (V-56) angenommen wurde,nehmen auch hier eine abweichende Stellung ein und treten zusammen mit den Granatamphiboliten im mittleren Bereich des Parafeldes II.Entsprechend ihrer Deutung als Spätdifferentiate nehmen auch hier die Amphibolite des nördlichen Donauufers (V-47 bis V-69,ohne die Granatamphibolite) den oberen Bereich des Parafeldes II ein.

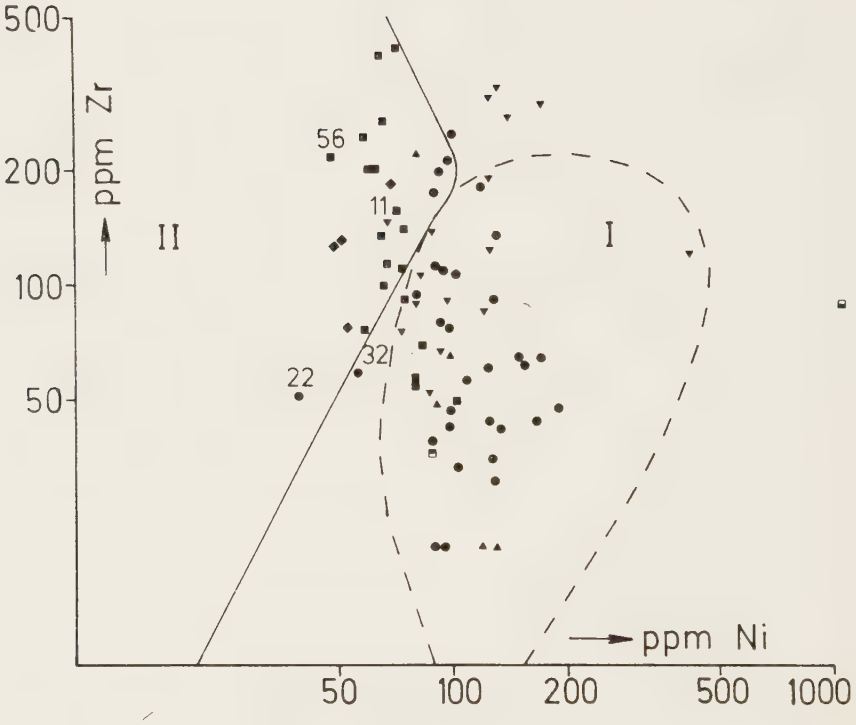


Abb.29: Zirkonium/Nickel-Korrelationsdiagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach JANDA et al.(1965). Feld I=Orthofeld;Feld II=Parafeld.

Ähnliche Resultate werden auch mit dem Vanadium/Chrom- und Zirkonium/Nickel-Diagramm erzielt (Abb.28,Abb.29).Hier sind aber die Ergebnisse nur aufgrund der Lage der einzelnen Probenpunkte im Diagramm möglich,da von diesen Diagrammen keine magmatischen bzw. sedimentären Trends bekannt sind.Eine Trennung der Proben vom nördlichen Donauufer von allen anderen ist auch hier möglich,wobei erstere sich hauptsächlich im Parafeld II befinden. Ein Teil der sedimentär entstandenen Amphibolite zeichnet sich auch in diesen beiden Diagrammen durch die abseitige Lage der Probepunkte aus (V-22,V-31,V-32).

3.1.4. SHAW's "discriminant function"

Bei den bisher diskutierten Unterscheidungsmethoden zwischen Ortho- und Paraamphiboliten,sei es mit Hilfe von Absolutgehalten oder Korrelationsdiagrammen,wurden höchstens drei Elemente gleichzeitig herangezogen.SHAW und KUDO (1965) versuchten erstmals mit Hilfe statistischer Auswertmethoden eine Unterscheidung zu erreichen.Sie stellten drei Diskriminanzfunktionen auf,wonach gleichzeitig mehrere Elemente benutzt werden. Es sind:

X_1=-2.69 log Cr-2.38 log V+10.57 log Co+7.73 log Sc+7.54 log Sr+ +1.95 log Ba-1.99 log Zr-15.58

X_2=3.89 log Co+3.99 log Ni-8.63

X_3=7.07 log TiO_2+1.91 log Al_2O_3-3.29 log Fe_2O_3+8.48 log FeO+ 2.97 log MnO+4.81 log MgO+7.80 log CaO+3.92 log P_2O_5+ 0.15 log CO_2-15.08

Positive Ergebnisse sprechen für Ortho-,negative für Paraamphibolite.Betrachtet man die von den Autoren angegebenen Fehlermöglichkeiten bei der Interpretation von Amphibolitanalysen nach diesen Trennformeln,so sind gute Resultate zu erwarten.Die Möglichkeit falscher Ergebnisse beträgt bei X_1 5.4%,bei X_2 11.9% und bei X_3 5.7%.Man kann natürlich nur gute Ergebnisse erwarten,wenn es sicher ist,daß keine Metasomatose den Chemismus der Amphibolite verändert hat.

Bei den untersuchten Amphiboliten aus dem Bayerischen Wald liefern alle Proben,die nach den bisherigen Ergebnissen als Orthoamphibolite zu betrachten sind,positive Resultate. Erstaunlicherweise liefern aber auch hier die Proben V-11,V-22, V-31 und V-32 bei Anwendung von X_3 negative Resultate (V-11=-0.3, V-22=-3.2,V-31=-1.0 und V-32=-0.86 für X_3) so daß sie auch nach dieser Methode als Paraamphibolite gedeutet werden Können.

4. Das Ausgangsmaterial der untersuchten Amphibolite

Faßt man die geochemischen Unterscheidungsmöglichkeiten zusammen,die zur Klärung des Amphibolitproblems beitragen,so sprechen höhere Chrom- und Titangehalte sowie das Zustandekommen von Differentiationstrends für eine sichere Herkunft aus ehemaligen basischen Magmagesteinen,während eine Streuung der Punkte im Diagramm zunächst keine klaren Aussagen erlaubt. Tab.4 gibt eine zusammenfassende Darstellung der aus der Literatur bekanntgewordenen geochemischen Unterscheidungsmethoden zur genetischen Klassifikation der Amphibolite.Die danach durchgeführte Interpretation der geochemischen Daten aus den untersuchten Amphiboliten erbrachte für die Mehrzahl der Amphibolite sichere Anhaltspunkte für eine Entstehung aus einem basischen Magma.Für einen kleineren Teil der Proben (V-11,V-22, V-31,V-32 und V-56) läßt sich feststellen,daß zu ihrer Entstehung tuffitisches bzw. sedimentäres Material vorlag. Somit verdanken die Amphibolite aus dem Bayerischen Wald zum größten Teil ihre Entstehung einem submarinen ophiolithischen Vulkanismus,der im Bereich der Bunten Serie im südlichen Passauer Wald seinen Höhepunkt erreicht hat.Diese Ansicht wurde von den bisherigen Bearbeitern bereits mehrfach geäußert. TROLL (1966 und 1969) kommt aufgrund der hohen Chromgehalte der Metabasite aus dem anatektisch beeinflußten Gebiet zu folgendem Ergebnis:"Die geologische Lagerung der Körper,ihr Gefüge und nicht zuletzt ihr Chromgehalt..... machen eine eruptive Entstehung mehr als wahrscheinlich"(TROLL 1966,S.101). Ebenfalls wurden die Metabasite (Biotitamphibolite) aus dem selben Gebiet von STEINER (1968,1972) vor allem aufgrund von nachweisbaren ophitischen Gefügerelikten als Orthogesteine erkannt.

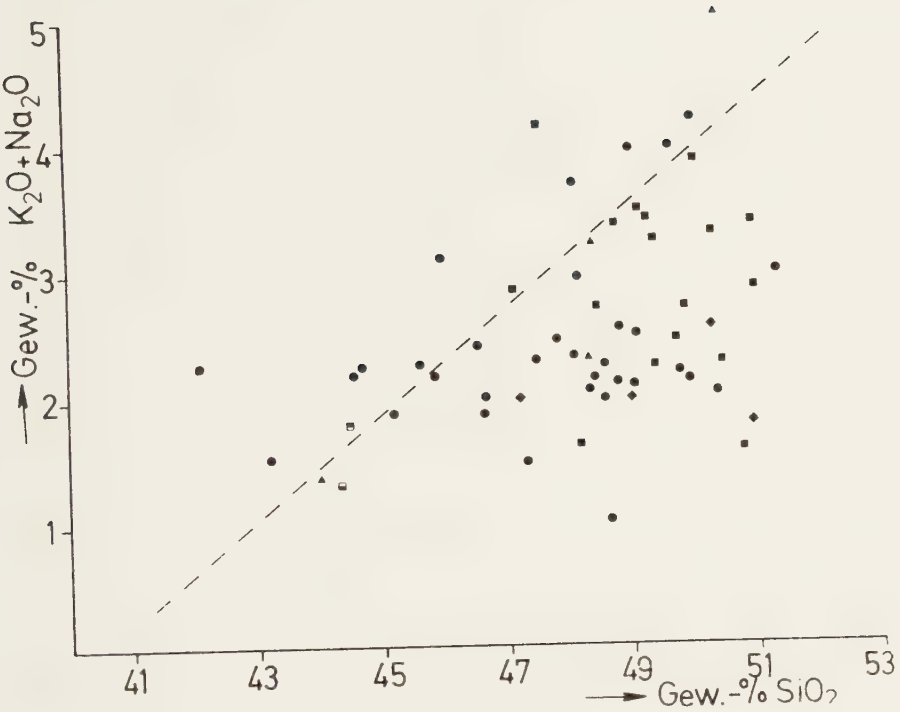


Abb.30: K_2O+Na_2O/SiO_2-Diagramm für die untersuchten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald nach MAC DONALD und KATSURA (1964). Unterhalb der gestrichelten Linie erscheint das Tholeiitfeld, darüber das Feld der Alkalibasalte.

Die aus den Korrelationsdiagrammen hervorgehenden Differentiations-Trends sprechen auch dafür, daß während der postmagmatischen Phase keine wesentlichen Stoffveränderungen durch Metasomatose eingetreten sind. Berücksichtigt man, daß der Primärchemismus der ehemaligen basischen Körper durch die bereits erwähnte geringfügige Sedimentaufnahme eventuell entsprechend verändert wurde, so kann man aus Chemismus und CIPW-Norm der Amphibolite (Tab.7) einen Überblick über den Magmatyp bekommen- allerdings mit der weiteren Einschränkung, daß vor allem die primären H_2O- und Fe_2O_3/FeO-Werte während der Metamorphose verändert worden sind.

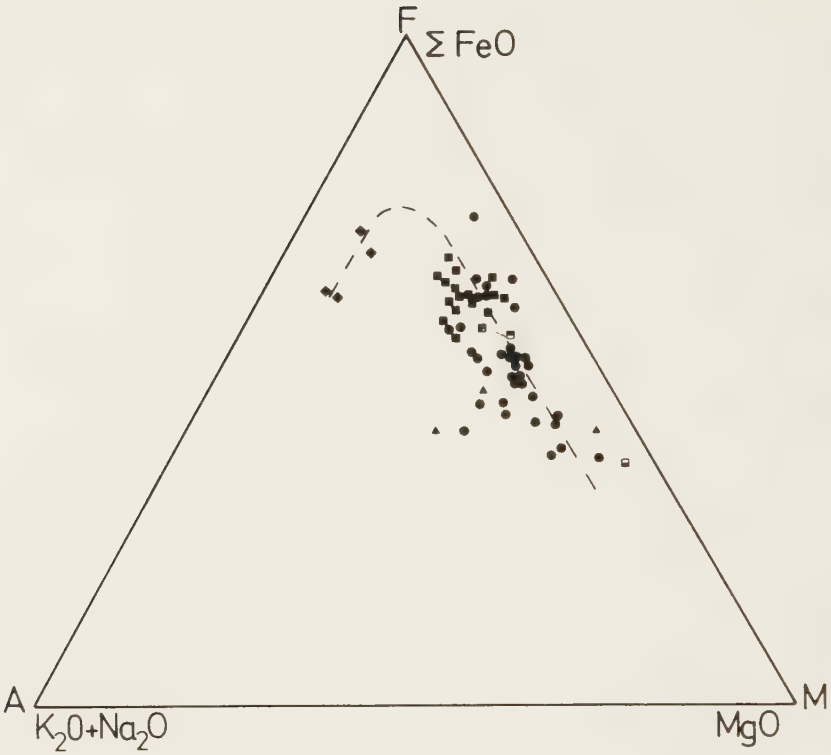


Abb.31: Sm.FeO/K_2O+Na_2O/MgO-Diagramm für die untersuchten Amphibolite (ohne Biotitamphibolite und Paraamphibolite) aus dem Bayerischen Wald.

Dabei müssen natürlich die Analysen der bereits erwähnten sedimentären Amphibolite und auch der Biotitamphibolite außer Acht gelassen werden,da sie eine metasomatische K_2O-Anreicherung erfuhren.

Aus der Berechnung des normativen Mineralbestandes (CIPW-Norm) geht hervor,daß nur wenige Proben Nephelin enthalten,vor allem die Biotitamphibolite,bei denen sich der errechnete Nephelingehalt auf die Erhöhung der K_2O-Gehalte während der Anatexis zurückführen läßt.Durch eine Korrektur ihrer K_2O-Gehalte auf die geschätzten magmatogenen primären Verhältnisse,verschwindet der normative Nephelin.Die Betrachtung des normativen Mi-

neralbestandes läßt erkennen,daß es sich primär um einen tholeiitischen Magmatyp handelte,der im Bereich der Monotonen Serie olivintholeiitische und im Bereich des nördlichen Donauufers (Bunte Serie) quarztholeiitische Gesteinszusammensetzung aufwies.Um den Magmacharakter zu erkennen,wurden auch die Ergebnisse aus den chemischen Analysen (Tab.7) im K_2O+Na_2O/SiO_2-Diagramm (Abb.30) nach MAC DONALD und KATSURA (1964) eingetragen;die unterbrochene Linie trennt darin das Feld der Tholeiitbasalte von dem der Alkalibasalte.
Die Mehrzahl der Amphibolite fällt ins Tholeiitfeld.
Ein deutlicher Differentiationstrend resultiert bei der Eintragung der Probenpunkte im Sm.$FeO/K_2O+Na_2O/MgO$-Dreieck(Abb.31). Er läßt sich mit dem entsprechenden Trend der Karroo-Dolerite gut vergleichen,die durch eine Eisenanreicherung im Differenziationsverlauf charakterisiert sind (vgl.auch NOCKOLDS und ALLEN 1956 bzw.HESS und POLDERVAAT 1968,vol.2,S.638,Fig.8)

5. Chemismus und Klassifikation der Amphibole und Granate

Chemische Analysen,Spurenelemente und Strukturformeln der untersuchten Amphibole und Granate sind in Tabelle 9 und 10 aufgeführt.Da die Bestimmung von H_2O^+ nach der Penfieldmethode mit Ungenauigkeiten behaftet ist und Fluor bzw.Chlor nicht bestimmt wurden,erfolgte die Berechnung der Strukturformeln der Amphibole auf der Basis von 23 Sauerstoffatommen. Die allgemeine Amphibolformel ist $A_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(O,OH,F,Cl)_2$. Hinsichtlich der Besetzung der M_4-Position handelt es sich bei den untersuchten Amphibolen um Ca-reiche Hornblenden mit über 1.5 Ca-Atomen pro Formeleinheit (ERNST 1968).

Die niedrigsten CaO-Gehalte haben dabei die eisenreichen Hornblenden der Granatamphibolite,die mit knapp über 1.5 Ca-Atomen

pro Formeleinheit eine Tendenz zu Ca-armen Hornblenden aufweisen.Andererseits zeigt die Unterscheidung zwischen Aktinolith und gemeiner Hornblende bei 0.5 Al^{iv}-Atomen pro Formeleinheit (nach DEER et al.1963),daß die blaugrünen Hornblenden der Biotitamphibolite und die kontaktmetamorph entstandene Hornblende des Vorkommens Ranzing (V-8) eine Tendenz zum Aktinolith erkennen lassen.Nur beim Vorkommen Schachten (V-3) handelt es sich um einen Fe-Mg-Amphibol der Grunerit-Cummingtonit-Reihe (im petrographischen Teil dieser Arbeit als Cummingtonit bezeichnet).Die Eintragung der errechneten Kationen der Hornblenden aus der Tab.9 (ohne den Cummingtonit V-3) in die Diagramme $Al^{iv}/K+Na$ (Abb.32) und $Al^{iv}/Al^{vi}+Fe^{3+}+Ti$ (Abb.33) nach DEER et al.(1963) läßt eine weite Streuung der Punkte erkennen.Der überwiegende Teil der Punkte belegt das Feld der gemeinen Hornblende.Während der Gehalt an Ti,Al und Alkalien in den Hornblenden,wie bereits diskutiert,von den Bildungsbedingungen abhängt,wird der Anteil der Y-Kationen Mg und Fe im wesentlichen vom Gesteinschemismus bestimmt,da die Hornblende i.a.(bis auf die Biotitamphibolite und Granatamphibolite) das einzige Fe-Mg-Mineral im Gestein ist.
Ähnliches gilt auch für die Verteilung von Chrom,Vanadium,Kobalt und Nickel.Die quantitative Erfassung dieser Spurenelemente in den Amphibolen zeigt,daß in allen Fällen wenn Hornblende das einzige mafische Mineral im Gestein ist,fast alles Cr,V,Co und Ni in den Hornblenden eingebaut ist,d.h. diese Spurenelemente sind nicht in den akzessorischen Erzmineralen des Gesteins anwesend.Dagegen ist das Zirkonium des Gesamtgesteins nur z.T. in den Hornblenden enthalten,da Spuren des Minerals Zirkon im Gestein erkennbar sind.Betrachtet man die Summe der Y-Kationen der untersuchten Hornblenden,so ist bei

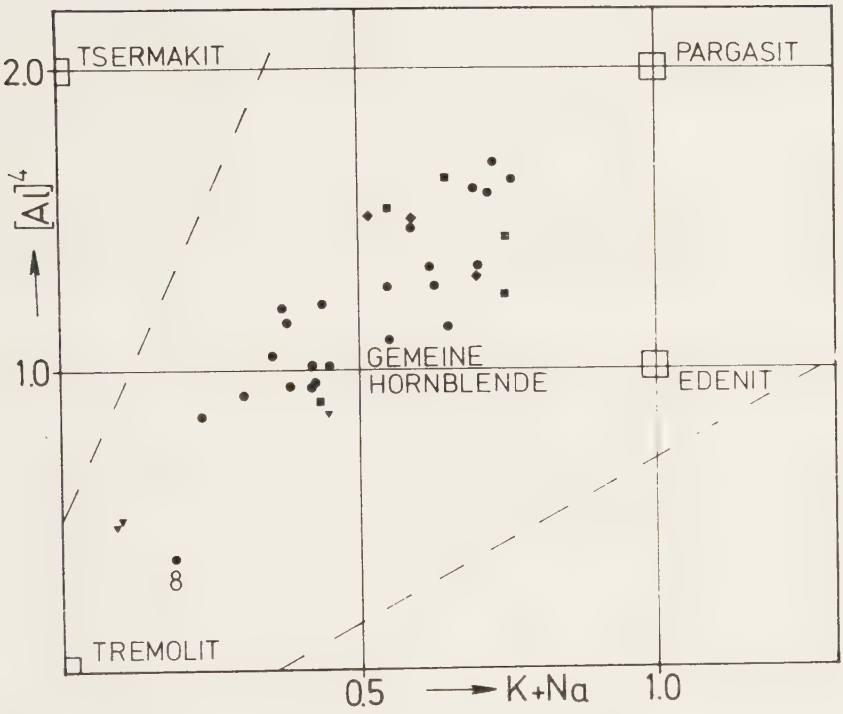


Abb.32: Al^{IV}/K+Na-Diagramm für die untersuchten Hornblenden aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes (8=Vork.Ranzing).

einem großen Teil eine Überbelegung bis zu 5% (V-60 sogar 7%) festzustellen.Ähnliches kommt bei vielen analysierten Hornblenden verschiedener Gebiete vor.Die Erklärung für diese Anomalie braucht nicht unbedingt eine fehlerhafte Analyse zu sein. Es wird häufig die Möglichkeit des Einbaus des Y-Überschusses in die M_4-Position angenommen.

Wie aus der Tab.10 ersichtlich ist,handelt es sich bei den untersuchten Granaten im wesentlichen um Almandin-Pyrop-Grossular-Mischkristalle mit nur unbedeutender Beteiligung von Andradit und Spessartin.Zwischen dem Granat aus der Probe V-20 (Eklogitamphibolit) und denen aus den Granatamphiboliten des nördlichen Donauufers (V-60 und V-67) bestehen deutliche Unter-

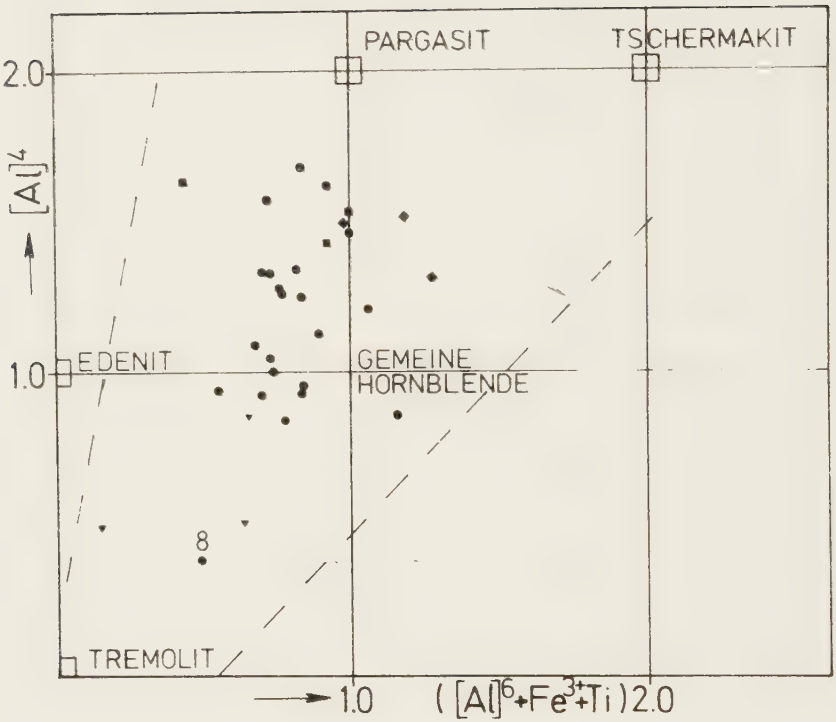


Abb.33: $Al^{iv}/Al^{vi}+Fe^{3+}+Ti$-Diagramm für die untersuchten Hornblenden aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

schiede in der Pyrop-Führung,wobei ersterer etwa 10 Mol.-% mehr Pyropanteil enthält.Nach COLEMAN et al.(1965) lassen sich aufgrund des Pyropanteils 3 Eklogitgranattypen unterscheiden:

1. Pyrop-reiche Granate aus Kimberliten
2. Granate mit mittlerem Pyropanteil aus Eklogitlinsen in Gneisen und Migmatiten und
3. Pyrop-arme Granate aus alpinen Eklogiten.

Eine Gegenüberstellung des Pyropanteils des Eklogitamphibolitgranats (Vork.Sternschuß;V-20) mit denen der obengenannten Gruppen zeigt,daß dieser in die 3.Gruppe eingestuft werden kann,während die Granate aus den Granatamphiboliten des nördlichen Donauufers mit ca.17 Mol.-% Pyropanteil mit den typischen Amphibolitgranaten gut übereinstimmen.

6. Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es,die Genese der Amphibolite aus dem Bayerischen Wald zu klären.
Dazu wurden sowohl petrographische als auch geochemische Untersuchungen durchgeführt,die zu folgendem Ergebnis führten:
Die petrographische Bearbeitung der Amphibolite läßt nur für einen kleinen Teil der bearbeiteten Vorkommen eindeutige Interpretationen zu.
Es handelt sich bei diesen um ehemalige basische und ultrabasische Eruptivgesteine,die aufgrund ihres reliktisch erhaltenen Ophitgefüges und ihrer magmatischen Mineralphasen als solche erkannt werden konnten.
Bei der Mehrzahl der Amphibolite aus dem Bayerischen Wald brachte die petrographische Untersuchung keine deutbaren Anhaltspunkte bezüglich ihrer Herkunft zum Vorschein.

Bei den Amphiboliten aus dem Bayerischen Wald handelt es sich ausschließlich um konkordante Einlagerungen in den umgebenden Gneisen.Der größte Teil ist durch mineralogische Einfachheit gekennzeichnet.Braune,gemeine Hornblende I und Plagioklas sind die hauptsächlichen Komponenten.
Diese Amphibolite zeigen außerdem eine gute Gefügeregelung vor allem bei den Hornblenden.
In den Teilen des Bayerischen Waldes,wo die Temperatursteigerung bis zur Anatexis der Nebengesteine führte (hauptsächlich auf den Blättern Waldkirchen,Hutthurm und Tittling) kam es zur Alkalisierung und einer damit verbundenen Biotitsprossung in den Amphiboliten.Das führte zusätzlich zu einer Zerstörung des Gefüges sowohl in mineralogischer als auch in gefügekundlicher

Hinsicht.Das gerichtete Gefüge wurde dabei entregelt und in einer Phase abklingerder Temperaturen entstand neben Biotit auch blaugrüne aktinolithische Hornblende II und Oligoklas-Andesin.

Es zeigte sich,daß aus dem Chemismus der Amphibolite sichere Anhaltspunkte zur Klärung ihrer Genese gewonnen werden können. Die wichtigste Voraussetzung für eine genetische Interpretation von Amphiboliten auf geochemische Basis,ist das Fehlen metasomatischer Vorgänge,die den Chemismus des Amphibolit-Ausgangsmaterials verändert haben können.

Die geochemische Bearbeitung der Amphibolite brachte klare Beweise dafür,daß das Edukt der meisten Amphibolite aus dem Bayerischen Wald ehemalige basische Eruptivgesteine eines tholeiitischen Magmas waren.Für diese Interpretation sprechen folgende geochemische Kriterien:

1. Die hohen Chrom- und Titangehalte
2. Das Zustandekommen von Differentiationstrends in den angefertigten Korrelationsdiagrammen,sowie die Lage der Mehrzahl der Probenpunkte innerhalb der,bereits von mehreren Bearbeitern, ermittelten Konzentrationsbereiche für basische Eruptivgesteine bzw. ihre metamorphen Abkömmlinge.

Für einen kleinen Teil der untersuchten Amphibolite jedoch kann wegen ihrer niedrigen Chrom- und Titangehalte,sowie aufgrund von Abweichungen ihrer Punkte vom Eruptiv-Trend und -Konzentrationsbereich in den Korrelationsdiagrammen eine sedimentär-tuffitische Herkunft angenommen werden.

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-1	V-2	V-3	V-4	V-5	V-6	V-7	V-8
SiO_2	48.60	42.12	48.64	48.29	48.84	51.43	43.23	50.38
TiO_2	2.07	3.95	2.24	2.26	1.83	1.11	3.94	1.63
Al_2O_3	12.50	12.12	13.12	12.76	14.45	16.02	13.42	14.47
Fe_2O_3	1.62	1.55	1.10	1.12	1.86	0.71	2.91	2.29
FeO	12.80	11.45	13.75	13.45	9.00	7.90	11.45	8.25
MnO	0.21	0.21	0.31	0.23	0.20	0.13	0.21	0.21
MgO	6.16	9.01	7.45	7.35	6.80	7.40	8.20	8.37
CaO	11.51	14.77	10.30	10.13	11.82	11.39	11.50	11.54
Na_2O	1.44	1.46	0.82	1.04	2.79	2.54	0.80	1.66
K_2O	0.54	1.04	0.24	1.00	0.30	0.39	0.72	0.30
P_2O_5	0.24	0.05	0.21	0.27	0.16	0.13	0.70	0.14
H_2O^-	0.44	0.22	0.29	0.40	0.29	0.31	0.36	0.14
H_2O^+	1.36	1.30	1.30	1.40	1.13	0.99	1.50	1.28
Summe	99.49	99.25	99.77	99.70	99.46	100.45	98.91	99.77
Niggli Werte								
si	114.4	83.8	112.2	111.4	113.1	118.0	95.0	114.5
al	17.4	14.2	17.7	17.5	19.7	21.6	17.5	19.3
fm	49.6	48.3	54.7	53.7	44.4	41.7	53.0	48.7
c	29.0	31.5	25.5	24.9	29.2	30.5	27.1	28.0
alk	4.0	6.0	2.1	3.9	6.7	6.2	2.6	4.0
k	0.18	0.22	0.23	0.59	0.06	0.08	0.35	0.10
mg	0.44	0.55	0.47	0.47	0.53	0.61	0.51	0.58
CIPW Normen								
il	4.0	7.5	4.3	4.7	3.4	2.2	7.5	3.0
ap	0.7	0.3	0.3	0.7	0.3	0.3	0.7	0.3
or	2.8	2.2	1.1	6.1	1.7	2.2	3.9	1.7
ab	12.1	lc=3.5	6.8	8.9	23.6	21.5	6.8	13.6
an	26.4	19.2	31.4	27.5	26.1	31.2	30.9	31.2
mt	2.3	2.1	1.6	1.6	2.6	0.9	4.2	3.9
di	23.9	43.3	15.7	17.3	26.2	24.1	17.7	20.2
hy	22.4	---	31.4	29.9	8.1	14.2	14.0	22.2
ol	---	11.1	---	---	6.3	3.7	---	---
Q	3.0	ne=11.1	5.0	1.9	---	---	---	3.3

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%), Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-9	V-10	V-11	V-12	V-13	V-14	V-15	T6332 V-16
SiO_2	49.04	48.59	52.86	48.40	45.78	45.65	50.51	48.39
TiO_2	1.11	0.89	1.21	1.21	1.49	0.91	1.91	1.76
Al_2O_3	15.00	15.80	17.05	15.90	15.73	15.53	17.22	19.06
Fe_2O_3	1.75	1.87	1.13	1.55	2.36	2.24	2.53	3.05
FeO	7.85	5.85	6.75	9.20	8.90	9.25	6.10	6.05
MnO	0.16	0.14	0.12	0.17	0.18	0.15	0.14	0.15
MgO	8.84	10.06	7.25	7.80	8.13	9.41	6.86	7.06
CaO	11.49	12.83	7.70	12.42	12.38	12.84	7.45	8.41
Na_2O	2.48	1.60	2.93	1.29	1.71	1.96	3.77	2.16
K_2O	1.03	0.64	1.60	0.85	0.70	0.55	1.55	1.12
P_2O_5	0.02	0.09	0.14	0.08	0.11	0.04	0.30	0.29
H_2O^-	0.44	0.50	0.48	0.51	0.44	0.16	0.40	0.28
H_2O^+	1.22	1.20	1.39	1.32	1.64	1.57	1.20	1.22
Summe	100.43	99.96	100.61	100.70	99.55	100.26	99.94	99.00
Niggli Werte								
si	109.2	104.8	133.7	107.3	99.6	93.9	126.0	118.0
al	19.6	19.9	25.5	20.8	20.1	18.8	25.4	27.3
fm	47.1	46.4	4.39	45.8	46.6	48.5	43.3	43.8
c	27.4	29.6	20.8	29.4	28.9	28.3	19.9	22.0
alk	6.8	4.1	9.8	4.0	4.4	4.4	11.4	6.9
k	0.24	0.19	0.27	0.30	0.21	0.14	0.21	0.28
mg	0.62	0.70	0.62	0.56	0.57	0.60	0.59	0.58
CIPW Normen								
il	2.1	1.6	2.3	2.3	2.9	1.7	3.7	3.3
ap	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.7	0.7
or	6.7	3.3	9.5	5.0	3.9	2.2	8.9	7.2
ab	20.4	13.6	24.6	11.0	14.2	13.6	31.4	17.8
an	27.2	33.9	28.9	35.0	33.4	32.3	25.9	38.5
mt	2.6	2.8	1.6	2.3	3.3	3.3	3.7	4.4
di	23.4	23.0	6.8	21.5	22.1	24.9	7.5	0.7
hy	2.3	13.2	24.0	18.6	5.7	---	9.0	22.6
ol	15.8	6.7	---	3.8	11.5	18.2	7.4	1.3
Q	---	---	0.4	---	---	---	---	---

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	T6329 V-17	T6330 V-18	T5125 V-19	T6325 V-20	V-21	V-22	V-23	T5126 V-24
SiO_2	48.62	48.20	42.98	44.46	49.05	52.89	46.04	43.50
TiO_2	1.84	1.68	1.98	1.62	[illegible]	0.64	2.07	2.95
Al_2O_3	15.83	14.38	17.03	13.56	15.79	17.34	12.44	16.44
Fe_2O_3	2.20	1.99	1.55	1.32	1.85	1.12	1.21	1.75
FeO	6.30	7.00	6.98	12.25	7.95	[illegible]	9.50	7.73
MnO	0.15	0.21	0.14	0.09	0.14	0.16	0.16	0.15
MgO	8.52	10.87	10.74	9.00	8.02	7.58	10.78	8.27
CaO	7.34	6.87	9.46	13.68	10.80	8.24	9.05	8.07
Na_2O	2.56	2.08	1.40	2.25	2.67	1.36	1.48	2.27
K_2O	3.70	3.83	4.32	sp.	1.38	[illegible]	3.78	4.26
P_2O_5	0.68	0.62	2.29	0.62	0.05	[illegible]	0.78	2.25
H_2O^-	0.16	0.06	0.04	0.09	0.26	0.37	0.26	0.03
H_2O^+	0.91	1.15	1.31	1.42	1.58	1.35	1.70	1.75
Summe	99.30	99.28	100.27	100.36	100.52	[illegible]	99.25	99.64
Niggli Werte								
si	116.4	109.5	91.0	89.9	109.2	133.7	100.4	100.0
al	22.3	19.2	21.2	16.0	20.7	25.8	16.0	23.3
fm	47.3	53.9	48.7	49.9	45.7	45.5	54.7	46.6
c	18.8	16.8	21.3	29.6	25.8	22.2	20.9	19.9
alk	11.6	10.1	8.8	4.4	7.8	6.5	8.4	11.2
k	0.48	0.54	0.67	---	0.20	0.49	0.63	0.56
mg	0.64	0.68	0.70	0.54	0.60	0.62	0.64	0.61
CIPW Normen								
il	3.5	3.2	3.8	3.1	2.0	1.2	4.0	5.6
ap	1.3	1.3	5.4	1.3	0.3	0.3	2.0	5.0
or	21.7	22.2	25.6	---	8.3	11.7	22.2	25.0
ab	18.9	2.1	---	11.5	21.0	11.5	7.3	7.9
ne	1.4	8.5	6.5	4.0	0.9	---	2.8	6.0
an	20.9	18.4	27.2	27.0	27.0	35.3	16.1	22.5
mt	3.0	3.0	2.1	1.9	2.8	1.6	1.9	2.6
di	9.6	9.8	4.9	30.5	20.9	3.5	18.4	4.0
hy	---	---	---	---	---	27.8	---	---
ol	17.0	23.2	23.4	26.1	15.0	[illegible]	22.4	19.1

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	W-55 V-25	T5837 V-26	T6348 V-27	T6319 V-28	T6350 V-29	V-30	T6352 V-31	V-32
SiO_2	49.06	50.92	43.40	50.35	48.22	45.10	46.78	46.12
TiO_2	1.21	0.72	1.80	1.33	1.24	1.34	0.77	0.84
Al_2O_3	16.10	9.34	18.70	16.31	17.63	18.04	16.39	17.63
Fe_2O_3	1.24	0.66	4.89	1.28	1.96	1.76	3.05	3.80
FeO	8.00	7.14	6.56	5.75	7.74	8.95	7.30	7.35
MnO	0.16	0.15	0.15	0.24	0.18	0.19	0.20	0.17
MgO	8.82	16.23	6.66	9.15	9.57	7.64	7.08	7.67
CaO	8.36	9.04	8.04	6.77	9.21	12.90	11.78	13.10
Na_2O	2.01	0.90	2.12	2.49	2.07	1.22	4.26	1.78
K_2O	2.54	1.42	3.74	4.23	0.88	0.70	0.66	0.75
P_2O_5	0.13	0.35	1.43	0.14	0.34	0.48	0.14	0.11
H_2O^-	0.03	0.03	0.20	0.19	0.20	0.19	0.13	0.09
H_2O^+	1.24	2.15	1.66	0.99	0.90	1.48	0.61	1.13
Summe	98.97	99.36	99.35	99.22	100.14	99.99	99.56	100.54
Niggli Werte								
si	114.8	106.0	100.6	120.9	106.9	97.4	101.8	97.7
al	22.3	11.5	25.5	23.4	23.0	23.0	21.0	22.0
fm	47.3	64.5	44.5	47.0	36.2	43.8	41.6	43.8
c	22.1	20.2	19.9	17.3	21.8	29.8	27.5	29.8
alk	8.3	3.8	10.1	12.3	5.6	3.4	9.9	4.4
k	0.45	0.50	0.53	0.53	0.21	0.27	0.09	0.20
mg	0.61	0.78	0.52	0.70	0.64	0.56	0.55	0.56
CIPW Normen								
il	2.3	1.4	3.3	2.4	3.5	2.4	1.4	1.5
ap	0.3	0.3	3.4	0.3	0.7	1.4	0.3	0.3
or	15.0	8.3	21.7	25.0	5.0	3.9	3.3	3.9
ab	16.8	7.9	13.1	17.3	17.3	10.0	16.8	14.7
ne	---	---	2.6	1.9	---	---	15.5	---
an	27.5	17.0	29.8	21.4	39.2	42.0	23.9	38.4
mt	1.9	0.9	7.2	1.9	2.8	2.6	4.4	5.6
di	10.8	20.6	---	8.9	3.5	15.0	27.2	20.8
hy	8.8	34.0	---	---	19.4	12.1	---	2.8
ol	14.2	5.7	15.7	18.4	9.1	8.3	10.6	11.1

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-33	V-34	V-35	T6322 V-36	T6320 V-37	W-61 V-38	V-39	V-40
SiO_2	47.51	46.65	47.34	53.68	47.82	49.78	47.16	44.72
TiO_2	1.00	0.54	2.40	1.26	1.22	1.54	1.03	0.93
Al_2O_3	18.23	16.44	16.70	17.14	16.31	12.60	15.52	17.94
Fe_2O_3	1.56	1.60	3.04	0.86	1.12	0.79	2.17	1.54
FeO	5.15	7.55	9.35	8.00	7.10	8.00	7.55	6.90
MnO	0.14	0.19	0.23	0.19	0.15	0.14	0.18	0.13
MgO	9.08	10.36	6.10	6.50	8.46	12.62	8.04	9.05
CaO	13.43	12.26	6.87	7.78	9.41	6.53	13.39	14.82
Na_2O	1.45	1.10	3.20	1.33	1.89	1.82	1.94	1.91
K_2O	0.87	0.90	1.74	1.55	1.96	3.94	1.36	0.63
P_2O_5	0.15	0.07	0.67	0.20	1.46	0.50	0.27	0.08
H_2O^-	0.02	0.15	0.18	---	0.08	0.02	0.31	0.27
H_2O^+	1.60	1.53	1.55	1.44	1.42	1.02	1.51	1.32
Summe	100.09	99.34	99.07	99.94	98.57	99.20	100.43	99.84
Niggli Werte								
si	103.3	98.1	116.5	141.7	113.1	111.2	102.2	91.2
al	23.2	20.4	24.3	26.7	22.7	16.6	19.8	21.6
fm	41.4	48.5	47.3	45.3	46.2	58.5	43.2	42.5
c	31.2	27.6	18.0	22.0	23.8	15.4	31.1	32.4
alk	4.2	3.5	10.4	6.0	7.3	9.5	5.9	4.5
k	0.23	0.36	0.26	0.43	0.40	0.58	0.31	0.16
mg	0.72	0.67	0.47	0.56	0.64	0.71	0.60	0.66
CIPW Normen								
il	2.0	1.1	4.6	2.3	2.3	2.9	2.0	1.5
ap	0.3	0.3	1.7	0.3	3.4	1.3	0.3	0.3
or	5.0	5.6	10.0	8.9	11.1	22.8	7.8	3.3
ab	12.1	9.4	27.3	11.0	15.7	20.4	12.4	4.5
an	40.6	37.0	26.1	36.4	30.6	15.0	29.8	38.6
mt	2.1	2.3	4.4	1.2	1.6	1.2	3.0	2.1
di	20.0	18.4	2.6	0.9	6.4	10.7	28.9	27.3
hy	6.3	10.2	11.1	27.9	19.8	1.9	ne=2.3	ne=6.5
ol	10.5	13.2	9.3	Q=14.5	6.1	25.8	11.7	14.4

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%), Niggli-Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-41	V-42	V-43	V-44	V-45	V-46	V-47	V-48
SiO_2	46.60	48.04	49.66	47.88	50.08	44.35	49.37	51.02
TiO_2	0.74	1.77	1.91	1.27	1.37	0.96	2.62	1.79
Al_2O_3	16.50	15.50	12.88	14.10	19.17	7.87	12.49	12.93
Fe_2O_3	2.14	2.28	1.70	1.65	1.37	1.76	2.66	2.12
FeO	7.85	10.15	11.45	10.60	6.55	11.80	13.50	11.75
MnO	0.18	0.17	0.20	0.22	0.09	0.17	0.19	0.21
MgO	9.53	7.06	6.30	8.19	6.76	22.46	5.80	6.25
CaO	13.99	10.48	9.60	10.90	9.41	5.50	7.60	8.34
Na_2O	1.87	2.69	2.98	1.40	3.84	1.10	2.11	2.03
K_2O	0.54	1.04	0.94	1.08	0.73	0.21	1.39	1.39
P_2O_5	0.06	0.22	0.21	0.08	0.20	0.13	0.08	0.09
H_2O^-	0.20	0.14	0.17	0.30	0.10	0.41	0.25	0.28
H_2O^+	1.34	1.08	1.55	1.50	1.02	3.37	1.36	1.45
Summe	100.54	100.62	99.95	99.17	100.59	100.09	99.42	99.65
Niggli Werte								
si	94.5	107.8	122.0	102.7	119.5	78.5	122.0	126.3
al	19.7	20.5	18.7	17.8	26.7	8.2	18.0	18.9
fm	45.7	46.9	50.0	48.4	39.6	79.3	54.6	51.8
c	30.3	25.1	25.2	29.3	23.9	10.4	20.1	22.2
alk	4.3	7.5	6.1	4.5	9.8	2.1	7.3	7.1
k	0.14	0.21	0.14	0.34	0.10	0.10	0.31	0.39
mg	0.63	0.51	0.46	0.54	0.61	0.75	0.39	0.45
CIPW Normen								
il	0.8	3.3	3.7	2.4	2.5	1.8	4.9	3.3
ap	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
or	2.8	6.7	5.6	6.7	3.9	1.1	8.3	8.3
ab	15.7	23.1	16.2	12.1	32.5	9.4	17.8	17.3
an	35.3	26.7	23.9	28.6	33.1	15.9	20.3	22.0
mt	3.0	3.3	2.6	2.6	2.1	2.6	3.9	3.0
di	26.8	19.8	18.9	27.7	10.3	8.5	14.0	15.9
hy	---	0.2	22.5	8.2	21.3	23.1	27.1	24.8
ol	13.0	15.9	---	10.6	---	33.9	---	5.7
Q	---	---	2.9	---	0.2	---	1.8	---

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-49	V-50	V-51	V-52	V-53	V-54	V-55	V-56
SiO_2	50.30	48.56	49.11	51.03	49.29	49.88	50.10	51.65
TiO_2	2.29	1.61	2.58	2.15	2.67	1.92	1.95	0.81
Al_2O_3	12.45	13.81	12.33	12.83	12.20	13.73	13.73	12.16
Fe_2O_3	2.90	2.18	2.28	2.07	2.63	1.93	2.31	0.58
FeO	12.55	12.70	14.15	13.75	13.25	12.15	10.65	7.25
MnO	0.18	0.23	0.23	0.21	0.22	0.19	0.24	0.18
MgO	6.10	6.48	5.54	5.10	6.20	6.77	6.06	10.81
CaO	8.42	8.50	7.62	8.44	8.50	9.02	8.64	12.84
Na_2O	1.88	2.15	2.02	1.38	2.38	0.92	2.47	0.50
K_2O	1.45	1.48	1.47	1.35	1.04	1.80	1.37	0.66
P_2O_5	0.07	0.11	0.11	0.13	0.09	0.14	0.17	0.25
H_2O^-	0.33	0.32	0.40	0.33	0.31	0.26	0.29	0.28
H_2O^+	1.38	1.42	1.30	1.31	1.25	1.40	1.31	1.40
Summe	99.30	99.55	99.14	99.08	100.03	100.01	99.29	99.37
Niggli Werte								
si	122.9	114.1	121.9	129.1	118.2	119.7	123.5	139.4
al	17.9	19.1	18.0	19.1	17.3	19.5	20.0	19.3
fm	53.4	52.3	54.4	52.6	53.7	52.4	49.0	47.3
c	22.1	21.5	20.3	22.8	21.9	23.2	22.8	30.9
alk	6.6	7.1	7.3	5.5	7.1	4.9	8.2	2.5
k	0.67	0.68	0.67	0.61	0.78	0.44	0.73	0.47
mg	0.41	0.44	0.38	0.36	0.41	0.46	0.45	0.62
CIPW Normen								
il	4.4	3.2	4.8	4.1	5.2	3.7	3.7	1.5
ap	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
or	8.3	8.9	8.9	7.8	6.1	10.6	8.3	3.9
ab	15.7	18.3	17.3	11.0	19.9	7.9	21.0	4.2
an	24.2	23.4	20.0	25.0	19.7	28.1	22.0	28.9
mt	4.2	3.3	3.3	3.0	3.7	4.2	3.5	0.9
di	13.9	14.9	14.2	13.3	18.0	13.1	16.3	18.9
hy	24.8	19.3	25.2	25.8	24.2	28.6	21.3	20.5
ol	0.7	6.1	---	---	---	---	---	---
Q	---	---	2.4	6.0	---	3.6	0.8	7.8

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%), Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-57	V-58	V-59	V-60	V-61	V-62	V-63	V-64
SiO_2	47.20	48.96	49.86	50.30	49.42	50.58	50.80	48.22
TiO_2	2.71	2.72	0.88	2.97	2.35	1.50	1.62	1.42
Al_2O_3	12.43	11.64	15.25	12.81	12.16	13.03	13.69	14.01
Fe_2O_3	1.25	2.34	1.60	2.50	2.35	2.19	2.06	1.74
FeO	14.40	14.85	7.00	13.30	13.70	11.60	11.65	12.05
MnO	0.24	0.27	0.17	0.22	0.15	0.19	0.18	0.23
MgO	5.89	5.29	9.26	6.07	6.12	7.38	6.17	7.06
CaO	10.73	8.76	11.69	7.20	8.98	8.91	11.25	13.07
Na_2O	1.03	0.81	1.47	1.91	1.07	1.11	0.98	1.04
K_2O	1.00	1.21	0.68	0.68	1.17	1.38	0.58	0.54
P_2O_5	0.25	0.26	0.03	0.09	0.09	0.13	0.12	0.21
H_2O^-	0.27	0.34	0.26	0.41	0.30	0.33	0.34	0.15
H_2O^+	1.64	1.47	1.60	1.20	1.25	1.34	1.32	0.93
Summe	99.03	98.92	99.75	99.66	99.21	99.11	100.76	100.77
Niggli Werte								
si	111.3	122.0	111.8	126.1	121.0	121.5	120.0	105.1
al	17.3	17.1	20.2	19.0	17.5	18.4	19.0	17.9
fm	50.6	55.7	47.4	55.9	52.6	54.2	49.5	48.7
c	27.2	23.3	28.2	19.3	23.5	22.8	28.4	30.6
alk	3.8	3.9	4.2	5.8	4.2	4.6	3.1	2.8
k	0.40	0.50	0.23	0.18	0.59	0.55	0.72	0.24
mg	0.40	0.35	0.66	0.41	0.41	0.49	0.45	0.48
CIPW Normen								
il	5.2	5.2	1.6	5.6	4.4	2.9	3.0	2.7
ap	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
or	6.1	7.2	3.9	3.3	6.7	8.3	3.3	2.7
ab	8.4	6.8	12.6	16.2	8.9	9.4	8.4	8.4
an	26.4	24.5	33.1	27.7	25.0	26.4	31.1	32.2
mt	1.9	3.5	2.3	3.7	3.3	3.2	3.0	2.6
di	21.9	15.1	20.2	8.4	15.6	13.8	19.5	16.5
hy	24.5	26.4	24.1	29.6	26.9	28.8	24.5	23.2
Q	2.2	7.8	0.2	6.0	6.0	4.8	6.5	0.7

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	T6342 V-65	T6343 V-66	T6751 V-67	V-68	V-69	V-70	V-71	V-72
SiO_2	48.46	49.75	50.95	47.12	47.64	47.29	50.04	48.16
TiO_2	2.18	2.05	2.97	2.58	1.71	3.71	2.23	0.82
Al_2O_3	14.11	13.37	12.85	13.71	13.45	12.98	13.30	17.68
Fe_2O_3	2.40	2.69	2.37	1.92	1.84	2.34	2.50	1.10
FeO	11.00	11.85	14.25	11.10	11.85	13.17	12.40	8.43
MnO	0.22	0.25	0.23	0.21	0.19	0.20	0.18	0.22
MgO	6.00	5.42	5.00	6.84	6.70	7.80	7.00	7.34
CaO	11.59	9.68	8.92	10.94	9.97	9.96	8.06	11.44
Na_2O	2.02	1.40	0.95	2.00	2.96	0.98	1.82	1.83
K_2O	0.66	1.03	0.82	0.87	1.36	0.44	0.32	0.50
P_2O_5	0.17	0.18	0.21	0.36	0.36	0.58	0.45	0.18
H_2O^-	0.16	0.18	0.21	0.17	0.24	0.22	0.20	0.23
H_2O^+	1.53	1.32	0.95	1.35	1.33	1.00	1.20	1.30
Summe	100.50	99.17	100.72	99.17	99.60	100.66	99.70	99.23
Niggli Werte								
si	112.2	123.2	127.7	109.0	111.7	95.9	121.2	110.3
al	19.2	19.3	19.1	18.6	18.6	17.4	18.9	23.9
fm	46.6	50.1	53.3	48.7	50.0	53.5	51.8	43.5
c	28.8	25.6	23.9	27.0	25.1	24.2	21.0	27.9
alk	5.4	5.0	3.7	5.7	6.3	2.7	4.7	4.7
k	0.18	0.32	0.33	0.21	0.31	0.20	0.10	0.15
mg	0.44	0.40	0.35	0.48	0.47	0.47	0.46	0.58
CIPW Normen								
il	4.3	3.8	5.6	4.9	3.2	7.0	4.6	1.5
ap	0.3	0.3	0.3	0.7	0.7	1.3	1.0	0.3
or	3.9	6.1	4.5	5.0	7.8	2.2	1.7	2.8
ab	16.8	12.1	8.4	16.8	16.2	8.4	15.2	15.2
an	27.5	26.7	28.6	25.9	24.2	30.0	27.2	38.9
mt	3.5	3.9	3.3	2.8	2.6	3.3	3.7	1.6
di	24.1	16.9	12.3	21.4	20.7	13.1	8.5	13.7
hy	17.6	21.2	25.7	15.0	16.7	29.9	30.3	16.9
ol	---	---	---	3.8	5.8	---	---	7.9
Q	1.0	6.0	9.7	---	---	6.0	---	---

Tab.7: Chemische Analysen (Gew.-%),Niggli Werte und CIPW Normen von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

V-73	V-75	V-76	V-77	V-78	V-79	V-80	V-81	V-82
48.92	46.58	48.34	44.00	44.63	46.04	49.03	47.67	46.44
0.81	1.31	0.87	0.40	1.85	1.68	0.58	3.51	1.61
12.89	19.78	16.13	13.94	18.13	19.74	10.01	15.27	13.44
1.23	0.70	0.94	1.23	2.30	1.15	1.03	0.82	1.92
10.52	7.46	9.38	10.66	11.51	10.10	9.99	8.38	13.69
0.23	0.21	0.20	0.19	0.17	0.23	0.22	0.19	0.24
9.41	6.88	7.54	15.01	5.61	5.12	16.14	9.68	6.64
10.71	14.36	13.14	10.91	12.79	11.80	8.85	6.68	8.54
1.65	1.33	1.54	1.03	1.78	2.47	0.88	1.15	1.99
1.16	0.55	0.76	0.39	0.39	0.75	1.18	4.55	3.90
0.22	0.13	0.13	0.13	0.22	0.21	0.18	0.63	0.43
0.25	0.10	0.22	0.28	0.16	0.17	0.17	0.19	0.22
1.35	1.20	1.20	1.23	1.13	1.12	1.25	1.25	1.25
99.33	100.59	100.39	99.40	100.67	100.58	99.31	99.97	100.31
Niggli Werte								
107.7	101.7	106.5	82.3	96.5	104.1	100.0	112.3	121.0
26.8	25.4	20.9	15.3	23.1	26.2	11.6	21.1	20.5
52.6	37.4	43.8	60.6	43.0	38.8	66.9	52.5	44.3
25.3	33.6	31.0	21.8	29.6	28.5	18.8	16.8	23.8
5.3	3.6	4.3	2.3	4.3	6.5	3.5	9.6	11.4
0.32	0.21	0.23	0.20	0.12	0.16	0.43	0.72	0.56
0.59	0.60	0.56	0.69	0.42	0.44	0.72	0.65	0.58
CIPW Normen								
1.5	2.3	1.6	1.0	3.4	3.1	1.2	6.7	2.9
0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1.3	1.0
8.2	3.3	4.5	2.2	2.2	4.4	7.2	27.2	22.8
14.2	11.5	13.1	8.9	15.2	17.3	7.9	10.0	8.4
24.2	46.2	34.8	32.0	40.3	40.3	19.5	22.6	25.9
1.9	0.9	1.4	0.7	3.3	1.9	1.4	1.2	2.6
23.0	19.8	28.2	17.2	18.5	14.4	17.8	5.8	19.8
11.2	4.0	10.4	1.2	---	---	19.4	6.6	---
12.7	11.3	9.0	34.0	16.4	15.4	20.7	16.8	19.6
---	---	---	---	---	ne=2.0	---	---	ne=4.5

Tab.8: Spurenelemente (in ppm) von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	Cr	V	Ni	Co	Zr	Sr	Cu	Y	Sc	Pb	Li	Rb
V-1	165	300	90	47	175	165	37	56	22	--	24	50
V-2	253	232	100	36	250	210	77	29	18	19	23	90
V-3	165	432	88	58	145	213	sp.	87	27	--	9	23
V-4	170	318	92	52	200	168	17	76	30	--	22	107
V-5	165	305	90	43	113	127	27	38	44	--	5	7
V-6	270	173	130	42	135	145	29	33	31	--	9	8
V-7	270	325	98	43	216	205	21	28	24	--	14	29
V-8	230	275	92	41	80	107	49	36	42	--	6	16
V-9	250	195	97	38	43	220	9	25	72	8	28	118
V-10	370	203	133	41	42	205	15	19	66	9	19	42
V-11	76	120	67	40	145	200	19	40	35	11	46	169
V-12	280	273	128	52	92	213	15	44	67	11	7	18
V-13	290	228	98	36	47	116	46	27	36	5	11	30
V-14	350	218	170	51	66	200	98	30	57	6	13	18
V-15	245	280	80	38	222	341	21	47	34	9	14	135
V-16	280	162	98	39	66	490	56	26	21	--	17	104
V-17	250	141	130	39	330	421	29	49	33	13	36	172
V-18	320	175	120	36	86	185	8	21	31	5	32	159
V-19	320	225	90	43	49	740	45	37	34	11	31	130
V-20	280	510	88	60	36	165	140	59	60	--	4	11
V-21	280	202	108	40	57	162	2	27	37	8	25	124
V-22	28	203	38	27	51	170	sp.	9	38	8	60	174
V-23	380	225	124	44	310	340	41	84	45	13	39	232
V-24	298	236	96	37	92	490	36	74	39	11	39	245
V-25	238	240	90	46	72	178	11	34	40	10	21	131
V-26	1170	138	420	57	120	260	16	25	48	4	17	274
V-27	160	250	72	29	76	999	80	54	20	--	29	185
V-28	350	132	125	36	125	640	18	11	14	--	65	345
V-29	350	430	122	44	61	400	26	31	36	--	15	45
V-30	220	222	95	40	120	104	62	14	38	8	28	66
V-31	31	203	25	16	27	142	16	11	35	5	12	25
V-32	62	325	56	37	59	420	39	17	38	--	17	35
V-33	270	145	129	48	31	203	4	12	59	14	12	43

--=nicht bestimmt

Tab.8: Spurenelemente (in ppm) von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	Cr	V	Ni	Co	Zr	Sr	Cu	Y	Sc	Pb	Li	Rb
V-34	400	260	150	50	65	143	12	17	58	--	15	47
V-35	169	260	86	36	140	450	39	64	31	--	21	84
V-36	210	190	84	28	105	155	14	38	45	8	16	165
V-37	310	157	125	33	193	241	13	51	44	9	37	272
V-38	540	175	170	35	300	269	24	29	28	7	48	325
V-39	290	128	93	37	67	200	14	25	25	5	37	101
V-40	335	197	98	40	78	152	23	13	30	5	11	34
V-41	330	275	105	45	33	193	31	12	54	--	12	25
V-42	256	240	101	88	107	252	29	18	29	--	12	30
V-43	213	320	80	46	95	134	80	39	37	--	7	32
V-44	300	450	102	51	50	134	37	22	33	--	12	81
V-45	205	325	125	52	44	560	145	11	15	--	25	45
V-46	703	140	1050	84	88	85	149	9	12	--	4	10
V-47	130	520	65	44	400	250	--	--	40	--	16	65
V-48	150	400	71	43	157	260	--	--	45	--	15	53
V-49	122	475	61	41	200	235	--	--	35	--	24	71
V-50	175	390	75	47	92	240	--	--	34	--	21	85
V-51	148	560	71	46	425	180	--	--	38	--	21	83
V-52	134	380	61	49	200	167	--	--	39	--	16	64
V-53	130	420	65	49	270	179	--	--	35	--	12	33
V-54	139	360	74	51	110	199	--	--	42	--	30	99
V-55	135	330	74	48	140	235	--	--	41	--	23	67
V-56	78	154	47	29	220	192	--	--	38	--	16	52
V-57	105	360	68	56	188	113	sp.	60	45	--	10	30
V-58	90	300	54	29	78	91	100	47	36	3	12	63
V-59	840	365	166	48	44	94	28	18	37	--	12	32
V-60	110	250	50	36	130	85	125	42	40	4	9	30
V-61	105	370	58	47	248	150	--	--	39	--	13	58
V-62	195	280	84	42	70	155	--	--	41	--	18	67
V-63	150	270	80	46	54	170	--	--	35	--	9	25
V-64	180	410	80	58	56	162	sp.	34	34	--	6	12
V-65	125	450	67	39	114	200	134	26	30	--	7	15
V-66	112	380	58	41	77	160	109	52	38	--	13	62

--=nicht bestimmt

Tab.8: Spurenelemente (in ppm) von Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	Cr	V	Ni	Co	Zr	Sr	Cu	Y	Sc	Pb	Li	Rb
V-67	90	443	51	58	133	228	127	82	47	--	6	28
V-68	130	300	65	34	135	169	118	36	30	11	14	27
V-69	140	240	65	27	105	205	88	33	33	12	16	56
V-70	242	340	119	59	185	143	36	71	10	--	6	15
V-71	200	345	130	63	200	135	41	76	45	--	8	9
V-72	285	215	155	44	62	261	16	18	19	--	10	21
V-73	360	219	190	44	48	214	5	36	44	--	36	73
V-75	220	400	90	43	17	207	37	sp.	44	--	22	27
V-76	270	229	130	42	18	247	43	10	46	--	23	20
V-77	510	90	120	57	16	98	sp.	8	31	--	39	26
V-78	150	345	90	43	13	235	47	7	44	--	20	18
V-79	150	285	89	62	39	307	23	32	36	--	23	16
V-80	505	165	126	52	35	213	37	8	26	--	36	107
V-81	360	180	140	50	275	410	42	26	33	--	54	209
V-82	195	332	87	44	52	670	48	23	30	--	43	349

--=nicht bestimmt

Tab.9: Chemismus und Strukturformeln von Amphibolen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-1	V-2	Cum. V-3	V-5	V-6	V-7	V-8	V-9
SiO_2	47.27	43.26	53.02	47.17	47.82	42.29	53.08	47.15
TiO_2	1.22	1.60	0.25	1.65	1.54	2.70	0.38	1.23
Al_2O_3	7.40	12.25	5.06	7.72	6.60	11.13	5.09	8.00
Fe_2O_3	1.33	1.48	0.12	2.10	1.50	2.14	0.54	2.31
FeO	17.15	14.75	22.30	12.85	12.20	15.05	14.40	10.65
MnO	0.25	0.23	0.27	0.24	0.17	0.26	0.25	0.21
MgO	9.54	10.09	14.26	10.55	14.02	9.72	12.44	13.61
CaO	12.05	10.54	2.70	11.91	11.59	11.28	11.28	12.17
Na_2O	0.66	1.27	0.16	1.23	1.00	1.98	0.47	1.56
K_2O	0.49	1.19	0.06	0.35	0.51	0.92	0.18	0.58
P_2O_5	0.09	0.46	0.10	0.21	0.16	0.24	0.12	0.08
H_2O^+	2.01	1.89	1.00	2.08	1.92	1.93	1.65	2.05
Summe	99.46	99.22	99.30	100.23	99.03	99.64	100.08	99.62
Spurenelemente in ppm								
Cr	260	330	173	270	490	355	310	400
V	480	310	290	470	330	390	340	310
Co	69	53	68	72	82	55	50	65
Ni	140	140	103	136	235	125	115	158
Zr	60	290	31	148	215	280	31	70
Li	9	12	n.b.	8	9	10	4	20
Rb	8	17	n.b.	8	32	28	6	10
Strukturformeln bezogen auf 23 (O)								
Si	7.08	6.54	7.70	7.05	7.06	6.38	7.63	6.91
Al Z	0.92	1.46	0.30	0.95	0.94	1.62	0.37	1.09
Al Y	0.40	0.66	0.57	0.41	0.20	0.37	0.49	0.29
Ti	0.14	0.18	0.02	0.19	0.18	0.31	0.05	0.13
Fe^{3+}	0.15	0.17	0.01	0.23	0.17	0.24	0.05	0.25
Fe^{2+}	2.15	1.85	2.70	1.61	1.50	1.90	1.73	1.31
Mn	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	2.13	2.25	3.09	2.35	3.07	2.18	2.67	2.95
Ca	1.93	1.70	0.42	1.90	1.83	1.82	1.74	1.91
Na	0.20	0.36	0.01	0.36	0.28	0.58	0.14	0.44
K	0.10	0.23	0.01	0.06	0.10	0.18	0.04	0.11
Sm. Y	5.01	5.14	6.41	4.82	5.13	5.23	5.02	4.96
Sm. X	2.23	2.29	0.44	2.32	2.21	2.58	1.92	2.46

Tab.9: Chemismus und Strukturformeln von Amphibolen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-12	V-13	V-14	T6325 V-20	V-21	T6348 V-27	T6319 V-28	T6350 V-29
SiO_2	47.34	46.07	44.57	41.82	47.15	51.10	52.73	47.15
TiO_2	1.50	1.65	1.40	1.64	1.34	0.78	0.53	1.18
Al_2O_3	8.05	9.50	11.58	10.11	9.13	4.53	3.09	8.70
Fe_2O_3	1.42	1.93	2.03	1.26	2.93	2.58	0.60	3.40
FeO	15.15	12.85	11.55	14.70	9.55	9.75	7.75	9.60
MnO	0.22	0.21	0.19	0.12	0.18	0.20	0.29	0.22
MgO	10.97	12.21	12.44	13.14	13.38	14.53	19.03	13.55
CaO	11.40	12.00	12.07	11.37	11.45	13.01	12.97	12.25
Na_2O	1.09	1.60	1.78	2.17	1.84	0.23	0.26	1.02
K_2O	0.72	0.51	0.57	0.07	0.70	0.23	0.25	0.55
P_2O_5	0.06	0.07	0.07	0.17	0.07	0.30	0.21	0.22
H_2O^+	2.00	2.03	1.94	2.05	2.00	2.02	1.95	1.99
Summe	99.92	100.63	100.19	98.62	100.02	99.26	99.64	99.82
Spurenelemente in ppm								
Cr	530	520	605	326	520	31	445	303
V	435	322	303	520	315	66	118	190
Co	81	55	71	70	60	22	61	47
Ni	207	130	245	112	160	15	300	230
Zr	34	38	30	48	42	43	48	119
Li	13	4	11	n.b.	9	n.b.	17	n.b.
Rb	9	11	17	n.b.	16	n.b.	46	n.b.
Strukturformeln bezogen auf 23 (O).								
Si	7.00	6.73	6.67	6.37	6.88	7.50	7.51	6.85
Al Z	1.00	1.27	1.33	1.63	1.12	0.50	0.49	1.15
Al Y	0.40	0.37	0.34	0.10	0.44	0.27	0.02	0.35
Ti	0.17	0.18	0.16	0.18	0.15	0.08	0.05	0.13
Fe^{3+}	0.16	0.21	0.23	0.15	0.31	0.28	0.07	0.38
Fe^{2+}	1.87	1.57	1.45	1.86	1.16	1.20	0.92	1.17
Mn	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03
Mg	2.42	2.66	2.77	2.99	2.89	3.17	4.02	2.93
Ca	1.79	1.88	1.93	1.85	1.78	1.79	1.98	1.91
Na	0.31	0.46	0.52	0.64	0.51	0.06	0.07	0.28
k	0.14	0.09	0.10	0.02	0.13	0.05	0.03	0.10
Sm. Y	5.05	5.01	4.98	5.29	4.97	5.03	5.06	4.99
Sm. X	2.24	2.43	2.55	2.51	2.42	1.90	2.08	2.29

Tab.9: Chemismus und Strukturformeln von Amphibolen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-32	V-39	V-40	V-41	V-42	V-43	V-44	V-45
SiO_2	42.89	48.60	45.96	47.63	45.33	42.21	47.65	45.52
TiO_2	1.77	0.61	1.44	1.39	2.08	3.01	1.17	1.26
Al_2O_3	12.48	6.19	10.17	7.65	9.88	9.41	8.06	9.24
Fe_2O_3	3.24	2.15	2.44	2.64	2.27	2.50	2.15	2.73
FeO	11.20	11.80	9.80	10.35	13.85	17.80	14.20	12.20
MnO	0.24	0.21	0.16	0.22	0.23	0.22	0.27	0.13
MgO	12.33	13.38	14.40	13.15	9.30	9.98	10.41	12.94
CaO	11.15	12.80	11.00	13.00	13.30	9.97	11.64	10.78
Na_2O	1.87	0.82	2.01	0.87	1.00	1.98	1.05	1.84
K_2O	1.07	0.48	0.77	0.46	0.74	0.76	0.65	0.50
P_2O_5	0.16	0.07	0.09	0.10	0.14	0.19	0.18	0.17
H_2O^+	1.80	2.00	2.06	2.06	1.85	2.04	1.98	2.08
Summe	100.20	99.11	100.30	100.42	99.37	99.06	99.51	99.39
Spurenelemente in ppm								
Cr	84	500	510	490	580	360	510	523
V	385	300	333	450	320	573	584	400
Co	49	54	62	71	136	80	71	82
Ni	72	148	143	145	139	132	133	270
Zr	49	43	118	43	135	125	49	108
Li	8	8	6	6	9	n.b.	7	18
Rb	22	11	25	10	12	n.b.	14	11
Strukturformeln bezogen auf 23 (O).								
Si	6.32	7.15	6.66	6.96	6.79	6.42	7.07	6.72
Al Z	1.68	0.85	1.34	1.04	1.21	1.58	0.93	1.28
Al Y	0.49	0.23	0.40	0.28	0.53	0.10	0.47	0.32
Ti	0.19	0.07	0.16	0.16	0.27	0.34	0.13	0.14
Fe^{3+}	0.35	0.24	0.26	0.29	0.26	0.28	0.24	0.30
Fe^{2+}	1.38	1.45	1.18	1.27	1.74	2.25	1.76	1.51
Mn	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
Mg	2.70	2.93	3.11	2.87	2.10	2.25	2.30	2.84
Ca	1.76	2.02	1.71	2.04	2.08	1.61	1.85	1.70
Na	0.53	0.23	0.56	0.26	0.29	0.58	0.30	0.53
K	0.20	0.23	0.14	0.09	0.15	0.14	0.12	0.10
Sm. Y	5.12	4.96	5.13	4.90	4.93	5.25	4.94	5.13
Sm X	2.49	2.48	2.41	2.39	2.54	2.33	2.27	2.33

Tab.9: Chemismus und Strukturformeln von Amphibolen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-58	V-59	V-60	V-64	V-65	T6342 V-66	T6343 V-67
SiO_2	45.52	49.52	43.06	43.48	45.05	42.52	42.82
TiO_2	1.52	1.14	1.58	1.35	1.63	1.77	1.77
Al_2O_3	11.71	7.25	11.01	11.17	9.09	11.43	11.76
Fe_2O_3	3.37	2.12	2.00	1.94	2.59	2.26	3.66
FeO	17.45	11.05	17.30	16.70	15.60	18.00	18.00
MnO	0.21	0.20	0.25	0.23	0.26	0.28	0.27
MgO	7.46	13.90	9.96	9.57	9.84	7.35	6.90
CaO	9.90	11.41	9.37	11.23	10.67	11.07	10.44
Na_2O	1.89	0.55	1.56	1.06	2.05	1.15	1.15
K_2O	0.91	0.34	0.81	0.74	0.75	1.04	0.99
P_2O_5	0.09	0.19	0.12	0.14	0.33	0.19	0.12
H_2O^+	1.95	2.09	2.04	1.80	2.04	2.02	1.85
Summe	99.08	99.76	99.06	99.41	99.90	99.28	99.77
Spurenelemente in ppm							
Cr	61	1400	140	260	200	174	76
V	500	577	520	570	675	620	670
Co	45	78	70	90	88	66	50
Ni	35	269	70	117	122	95	49
Zr	75	35	160	50	108	122	128
Li	10	10	14	7	13	6	4
Rb	19	12	45	10	17	15	21
Strukturformeln bezogen auf 23 (O).							
Si	6.69	7.16	6.52	6.53	6.75	6.47	6.49
Al Z	1.31	0.84	1.48	1.47	1.25	1.53	1.51
Al Y	0.72	0.41	0.49	0.50	0.35	0.52	0.58
Ti	0.17	0.13	0.18	0.15	0.18	0.21	0.21
Fe^{3+}	0.39	0.23	0.23	0.22	0.30	0.27	0.42
Fe^{2+}	2.14	1.34	2.18	2.11	1.95	2.29	2.29
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
Mg	1.63	3.00	2.23	2.11	2.19	1.71	1.55
Ca	1.56	1.77	1.52	1.80	1.71	1.81	1.69
Na	0.54	0.16	0.45	0.33	0.60	0.35	0.33
K	0.17	0.07	0.15	0.14	0.14	0.20	0.19
Sm. Y	5.08	5.14	5.34	5.19	5.01	5.04	5.09
Sm. X	2.27	2.00	2.12	2.27	2.45	2.36	2.21

Tab.10: Chemismus und Strukturformeln von Granaten aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	T6325 V-20	V-60	V-67
SiO_2	39.25	36.94	38.49
TiO_2	0.34	0.19	0.34
Al_2O_3	21.50	21.37	21.23
Fe_2O_3	1.45	1.03	0.62
FeO	23.80	27.82	28.00
MnO	0.23	0.28	0.24
MgO	5.60	3.28	2.90
CaO	8.06	7.58	7.95
Na_2O	0.10	0.23	0.03
K_2O	sp.	sp.	sp.
Summe	100.33	98.71	99.50
Spurenelemente in ppm			
Cr	160	100	35
V	160	200	168
Co	29	19	32
Ni	25	19	20
Zr	43	73	35
Strukturformeln bezogen auf 12 (O).			
Si	3.03	2.96	3.04
Al Z	--	0.04	--
Al Y	1.96	1.98	1.97
Ti	0.02	0.01	0.02
Fe^{3+}	0.08	0.06	0.04
Fe^{2+}	1.53	1.86	1.85
Mn	0.01	0.02	0.04
Mg	0.64	0.40	0.34
Ca	0.67	0.65	0.67
Na	0.02	0.04	sp.
Almandin	53.90	62.60	63.80
Pyrop	22.50	13.50	11.70
Grossular	20.80	21.90	23.10
Andradit	2.80	2.00	1.40

Tab.11: Chemische Analysen (Gew.-%) und Strukturformeln von Plagioklasen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-3	V-9	V-12	V-13	V-14
SiO_2	49.35	53.94	46.84	47.24	47.66
TiO_2	0.09	0.09	0.25	0.34	0.10
Al_2O_3	32.00	27.85	33.41	33.34	33.01
FeO	0.27	0.47	0.32	0.25	0.19
MnO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CaO	15.14	10.85	16.95	16.43	16.11
Na_2O	2.74	4.54	1.60	1.76	2.07
K_2O	0.23	1.57	0.31	0.47	0.21
P_2O_5	0.49	0.09	0.39	0.26	0.06
Summe	100.49	99.37	100.07	100.07	99.22
Spurenelemente in ppm					
Cr	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
V	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Co	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Ni	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Zr	63	45	129	55	45
Li	n.b.	18	5	13	5
Rb	n.b.	189	52	69	20
Strukturformeln bezogen auf 32 (O).					
Si	9.05	9.88	8.65	8.70	8.80
Al	6.91	6.00	7.27	7.23	7.17
Ti	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01
Fe	0.03	0.08	0.04	0.04	0.03
Ca	2.97	2.13	3.35	3.23	3.18
Na	0.97	1.60	0.58	0.64	0.75
K	0.04	0.37	0.07	0.11	0.04
Mol.-%					
Anorthit	74.6	51.9	83.9	80.9	79.9
Albit	24.3	39.0	14.4	16.1	18.9
Orthoklas	1.1	9.1	1.7	3.0	1.2

Tab.11: Chemische Analysen (Gew.-%) und Strukturformeln von Plagioklasen aus Amphiboliten des Bayerischen Waldes.

Probe Nr.	V-21	V-32	V-39	V-40	V-41
SiO_2	55.32	51.78	54.60	48.09	49.04
TiO_2	0.19	0.13	0.11	0.07	0.07
Al_2O_3	27.10	30.07	27.53	33.21	32.41
FeO	0.44	0.44	0.23	0.20	0.27
MnO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CaO	10.38	12.61	10.84	15.89	15.27
Na_2O	5.09	4.00	5.12	2.30	2.55
K_2O	1.17	0.45	0.98	0.39	0.58
P_2O_5	0.07	0.37	0.09	0.04	0.10
Summe	99.20	99.85	99.50	100.19	100.29
Spurenelemente in ppm					
Cr	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
V	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Co	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Ni	sp.	sp.	sp.	sp.	sp.
Zr	67	43	48	38	35
Li	10	n.b.	6	6	6
Rb	125	n.b.	65	20	53
Strukturformeln bezogen auf 32 (O).					
Si	10.05	9.47	9.97	8.80	8.97
Al	5.80	6.49	5.92	7.17	6.98
Ti	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.06	0.06	0.03	0.03	0.04
Ca	2.01	2.47	2.12	3.12	3.00
Na	1.80	1.41	1.80	0.81	0.91
K	0.27	0.11	0.23	0.09	0.14
Mol.-%					
Anorthit	49.3	61.8	50.9	77.6	74.0
Albit	44.0	35.4	43.5	20.2	22.5
Orthoklas	6.7	2.8	5.6	2.2	3.5

LITERATUR

AGIORGITIS,G.: Zur Geochemie einiger seltener Elemente in basaltischen Gesteinen.T.M.P.M.,12,S.204-229,1968.

ANGINO,E.A.: Geochemistry of Antarctic pelagic Sediments. Geoch.et Cosmoch.Acta,30,S.939-960,1966.

BAMBAUER,H.U. et al.: Diagramms of the determination of plagioklases using X-ray Methods.S.M.P.M.,47,S.333-349,1967.

BERNER,D.: Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Grubweg und Erlau, Bl.Obernzell. Dipl.Arb.Univ.München,1971.

BEUS,A.A. Titanium distribution in the lithosphere. Chemical Geol.,8,S.247-275,1971.

BINNS,R.A.: The mineralogie of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex,Brocken Hill district, New South Wales.Part I Hornblendes. Miner.Mag.,35,S.306-326,1965.

BLÜMEL,P.: Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais,E-Bayern.N.Jb.Min.Abh.,118,S.74-96, 1972.

BOWES,D.R. et al.: Metamorphic segregation banding in the Loch Kerry Basite Sheet from the Lawisian of Gairloch,Rossshire,Scotland.Jour.Petrol.,2,S.306-330,1966.

CAMBEL,B., KUPCO,G.: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpathenregion. Vidav.Slov.Akad.vied,Bratislava,1965.

CARR,M.H., TUREKIAN,K.K.: The geochemistry of Cobalt. Geoch.et Cosmoch.Acta,23,S.9-60,1961.

COLLEMAN,R.G. et al.: Eclogites and eklogites:their differences and similarities.Geol.Soc.Amer.,Bull.,76,S.483-508, 1965.

CORNWALL,H.R., ROSE,H.J.: Minor elements in Keneenawan lavas Michigan. Geoch.et Cosmoch.Acta,12,S.209-224,1957.

DAVIS,G.L., SCHREYER,W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des Ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. Geol.Rundschau,52,H.1,S.146-169,1962.

DEER,W.A.,et al.: Rock forming minerals. Vol.2 und Vol.3. Longmans,Green and Co.,London,1963.

DEGENHARDT,H.: Untersuchungen zur Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre.
Geoch.et Cosmoch.Acta,11,S.279-309,1957.

MAC DONALD,G.A. Chemical Composition of Hawaiian lavas.
KATSURA,T.: Jour.Petrol.,5,S.82-133,1964.

DUDEK,A., Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.
SUK,M.: Ber.geol.Ges.DDR,10,S.109-220,1965.

ELLIOT,R.B., The Petrochemistry of the amphibolites of the
COWAN,D.R.: Hollein-Dalen greenstone group,Jotunheimen, Norway. Norsk geol.Tidsskr.,46,S.309-325,1966.

ENGEL,A.E.J., Origin and evolution of hornblende-andesine
ENGEL,C.G.: amphibolites and kindred facies (Zusammenfas.)
Ibid.,62,S.1435,1951.

-.-,-.-.: Progressive metamorphism of amphibolite,northwest Adirondack Mountains,N.York.
Geol.Soc.Amer.Buddington Vol.,S.37-82,1962.

-.-,-.-.: Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites,northwest Adirondacks Mountains,N.York.
Geol.Soc.Amer.Bull.,73,S.1499-1514,1962.

-.-,-.-.: Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. Amer.Jour.Sc.,144,S.1330-1333,1964.

ERNST,W.G.: Amphiboles. Springer Verlag,1968.

EVANS,B.W.: Fractionation of elements in the pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelaun intrusion, Connemara,Eire.
Geoch.et Cosmoch.Acta,28,S.127-175,1964.

-.-,LEAKE,B.E.: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara,Ireland.
Jour.Petrol.,1,S.337-363,1960

FISCHER,G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen am hl. Blut und ihr Rahmen.
N.Jb.Miner.etc.Beil.Bd.LX,Abt.A,S.251-361,1929.

- . -.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.
Jber.u.Mitt.Oberrh.geol.Ver.,41,S.1-22,1959.

- . -.: Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes.
Der Aufschluß,18,S.27-111,1967.

- . -.: Moldanubicum in Bavaria.
Guide to the Exkursion C 35,Int.Geol.Congr.XXIII, Prag 1968.

FRANCIS,G.H.: The amphibolites of Doir'a Chata (Durcha), Sutherland. Geol.Mag.,95,S.25-39,1958.

FRÖHLICH,F.: Beitrag zur Geochemie des Chroms. Geoch.et Cosmoch.Acta,20,S.215-240,1960.

GATES,R.M.: Amphibolites:syntektonic intrusives? Amer.Jour.Sc.,265,S.118-131,1967.

GEBAUER,D., GRÜNENFELDER,M. Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im Bayerischen Teil des Moldanubikums. Fortschr.Miner.,Bd.50,Beiheft 3,S.4,1972.

GOLDBERG,E.D., ARRHENIUS,G.O.S.: Chemistry of pelagic Pacific sediments. Geoch.et Cosmoch.Acta,13,S.153-212,1958.

GOLDSCHMIDT, V.M.: The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.Jour.Chem.Soc.1937.

- . -.: Geochemische Leitelemente. Naturwiss.,20,1932.

- . -.: Geochemistry. Oxford (Univ.Press) 1954.

GOMES-BARROS,C. et al.: Petrochemistry of a prekambrian amphibolite from the Jaragua area,Sao Paolo,Brazil. Jour.Geol.,72,S.664-680,1964.

GRAUERT,B., et al.: Isotopic ages of paragneises and anatektic rocks in the Moldanubicum of eastern Bavaria.Annal.de la Soc.Géol.de Belgique,T.94,S.115,1971 (abstr.)

GUTTENBERG,R.v.: Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Erlau und Obernzell. Dipl.Arb.Univ.München,1969.

HEIER,K.S.: The posible origins of amphibolite in the area of high metamorphic grade. Norsk Geol.Tidsskr.,42,S.157-165,1962.

HESS,H.H.,POL-DEVAAT,A.: Basalts. Vol.1 und Vol.2. John Willey and Sons, N.York,London,Sydney,1968.

HOLDHUS,S.: Paraamphibolite from Gurskøy and Sandsøy,Sunnmøre,W-Norway.Norsk Geol.Tidsskr.,51,S.231-246,1971.

JANDA,I.et al.: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. T.M.P.M.,10,3.F.,S.552-572,1965.

KAMP,P.C., van de.: Geochemistry and origin of metasediments in the Hulliburton-Madoc area,SE-Ontario. Can.Jour.Earth Sc.,5,Nr.6,S.1337-1380,1968.

KANISAWA,S.: Garnet Amphibolites at Yokokawa in the Abukuma metamorphic belt.Japan. Beitr.Miner.Petrol.,20, S.164-176,1969.

LANGE,H.: Die chemische Zusammensetzung von Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges. Geologie,H.3,S.325-352,1964.

- . -.: Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Freib.Forsch.H.C 177,1965.

LAPADU-HARGUES,P.: A Propos des massivs d'amphibolite du Limousin et de la Haute Viene. C.R.Somm.,Seanses, Soc.Geol.Soc.France,S.10-11,1959.

LEAKE,B.E.: Composition of pelites from Connemara,Co.Calway, Ireland. Geol.Mag.,95,S.281-299,1958.

- . -.: Origin of amphibolites from Northwest Adirondacks, N.York.Geol.Soc.Amer.Bull.,74,S.1193-1202,1963.

- . -.: The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites.Jour.Petrol.,5,S.238-254,1964.

- . -.: The relationship between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism. in:Controls of Metamorphism.W.S.Pitcher and C.W. Flinn ed.Oliver and Boyd Ltd.1965,S.299-318.

LEUTWEIN,F.: Über das Vorkommen einiger seltener Elemente in metamorphen Gesteinen des Südschwarzwaldes.Vorl. Mitt.Centralbl.Min.Abt.A.,Geol.Pal.S.123-128,1939.

MARCHET,A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des Niederösterreichischen Waldviertels. T.M.P.M.,36,S.170-211 und S.229-320,1924.

MEISER,P., TEUSCHER,E.O.: Das Feld Gotting-Ranna,geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald. Geol.Bavarica,23,S.34-52,1965.

MILOVSKY,A.V.: Cr,V and Ni in ortho- and parametamorphic rocks. Geochimija,9,S.893-898,1964.

MISRA,S.N.: Chemical distinction of hihg-grade ortho- and para-metabasites. Norsk Geol.Tidsskr.,51,S.311-316,1971.

MIYASHIRO,A.: Progressive metamorphism of the Calcium-rich rocks of the Gosaisyo-Takanuki District,Abukuma Plateau,Japan. Jap.Jour.Geol.Geogr.,vol.XXIII,S.22-45,1953.

- . -.: Evolution of metamorphic rocks. Jour.Petrol.,2,S.277-311,1961.

MORGAN,B.A.: Eclogite and garnet amphibolite from Pueblo Cabello,Venezuela.Jour.Petrol.,11,S.101-145,1970.

NIGGLI,P.: Gesteine und Minerallagerstätten.Teil I und II. Birkhäuser Verlag,Basel,1952.

NOCKOLDS,S.R., ALLEN,R.: The geochemistry of some igneous rocks series. Part I:Geoch.et Cosmoch.Acta,4,S.105-142,1953. Part.II:Geoch.et Cosmoch.Acta,5,S.245-285,1954. Part III:Geoch.et Cosmoch.Acta,9,S.34-77,1956.

ORVILLE,P.M.: A model of metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. Amer.Jour.Sc.,1,S.64-86,1969.

MAC PHERSON, H.G.: A chemical and petrological study of pre-Cambrian sediments.Geoch.et Cosmoch.Acta,14, S.73-92,1958.

PITCHER,W.S., FLINN,G.W.: Controls of metamorphism. Oliver and Boyd,Edinburgh and London,1965.

PRETO,V.A.G.: Amphibolites from the Grand Forks Quadrangle of British Columbia,Canada. Geol.Soc.Amer.Bull.,81,S.763-782,1970.

RANKAMA,K., SAHAMA,Th.G.: Geochemistry Univ.Chikago Press,1955.

RIVALENTI,G., SIGHINOLFI,G.P.: Geochemical study of graywackes as a possible starting material of paraamphibolites. Beitr.Miner.Petrol.,23,S.173-188,1969.

RÖSSLER,H.J.: Zur Petrographie,Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen.Freib.Forsch.H.,C 92,1960.

SAHAMA,Th.G.: Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch Lappland.Bull.Com.géol.Finnlande,135,1945b.

SARWARY,E.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Nordwestteil des Gradabteilungsblattes Unterfrauenau. Dipl.Arb.Univ.München,1965.

- . -.: Die Erzmineralparagenesen des Moldanubikums von Nordostbayern. Diss.Univ.München,1970.

SCHREYER,W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. Geol.Rundschau,46,S.306-317,1957.

SCHUBERT,W.: Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträßer Odenwald. N.Jb.Miner.Abh.,108,S.69-110,1968.

SCHWEDER,P.: Geochemische Untersuchungen im Kyffhäuserkristallin. Chem.der Erde,27,S.100-120,1968

SHAW,D.M.: Trace elements in pelitic rocks.
Part.I:Variation during metamorphism.
Part II:Geochemical relations.
Geol.Soc.Amer.Bull.,65,S.1151-1182,1954.
Part III:Majoe elements and general geochemistry.
Geol.Soc.Amer.Bull.,67,S.919-934,1956.

-.-,KUDO,A.M.: A test of the discriminant function in the amphibolite problem.Miner.Mag.,34,S.423-435,1965.

SMITHSON,S.R.B. et al.: Amphibolitisation of Calk-Silikate metasedimenrocks.Beitr.Miner.Petrol.,31,S.228-237,1971.

STEINER,L.: Alkalisierung im Pfahlgebiet am Beispiel der Palitgesteine des Bayerischen Waldes.
Diss.Univ.München,1968.

- . -.: Alkalisierung im Grundgebirge des Bayerischen Waldes.
N.Jb.Miner.Abh.,116/2,S.132-166,1972.

SUESS,F.E.: Bau und Bild der Böhmische Masse.-Bau und Bild Österreichs.I Teil. Temsky und Freitag Verlag, Wien,Leipzig,1903.

SUK,M.: Petrochemistry of Moldanubian amphibolites.
Geochemie.Geoch.Meth.and Data,1,S.9-57,1971.

TROLL,G.: Über Metabasite des Bayerischen Waldes. 1.Zur Petrographie und Petrochemie apatit- und biotitreicher Metabasite im nördlichen Passauer Wald. N.Jb.Miner.Abh.,106,S.72-105,1966.

- . -.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I:Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. Geol.Bavarica,58,1967.

-.-,WINTER,H.: Zur Petrographie und Geochemie von Anatexiten und ihren basischen Einschlüßen im Passauer Wald,Niederbayern. Geol.Bav.,60,S.52-94,1969.

TUREKIAN,K.K.: The geochemistry of cobalt.
Geoch.et Cosmoch.Acta,23,S.9-60,1961.

- . - The Chromium and Nickel distribution in basaltic rocks and eclogites.
Geoch.et Cosmoch.Acta,27,S.835-846,1963.

TUREKIAN,K.K., WEDEPOHL,K.H.: Distribution of elements in some major units of the Earths crust.Geol.Soc.Amer.Bull.,72, S.175-192,1961.

VEJNAR,Z.: Regionaly metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian Metabasite Belt. Krystallinikum,9,S.131-156,1972.

VINOGRADOV,A.P.: Average contens of chemical elements in the principical types of igneous rocks of the Earth's crust. Geochimija,7,S.641-664,1962.

VOLL,G.: Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider,amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine.Beih.Geol.Jb.,42,1960.

EL WAKEEL,S.R., RILEY,J.P.: Chemical and mineralogical studys of deep Sea Sediments.Geoch.et Cosmoch.Acta,25,S.110-146, 1961.

WALKER,K.R., et al.: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the prekambrian of North-Western Queensland. Jour.Geol.Soc.Austral.,6,S.149-177,1960.

-.-,POLDER-VAAT,A.: Karroo-Dolerites in the Union of S.Africa. Geol.Soc.Amer.Bull.,60,S.591-706,1949.

WEBER-DIEFENBACH,K.: Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss.Univ.München,1970.

WEDEPOHL,K.H.: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlandic. Geoch.et Cosmoch.Acta,18,S.200.231,1960

- . -.: Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden.Fortschr.Min.,41,S.99-121, 1963.

- . -.: Handbook of Geochemistry.Vol.I.Springer Verlag, 1969.

WENK,E., KELLER,F.: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. S.M.P.M.,59,S.157-198,1969.

DE WIDT,J.: einige Betrachtungen zur Geochemie des Chroms. Bergakademie,9,S.636,1957.

WINKLER,H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag,2.Auflage 1967.

YODER,R.C., TILLEY,C.E.: Origin of Basalt magmas:An experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour.Petrol.,3,S.342-532,1962.

Anhang: Analysemethodik

Probenentnahme und Probenaufbereitung.

Die Entnahme des Untersuchungsmaterials erfolgte,soweit die Aufschlußverhältnisse es erlaubten,vom Anstehenden.Leseblöcke wurden nur verwendet wenn Gewähr dafür bestand,daß es sich um autochtones Material handelte.

Um eine möglichst repräsentative Probe für die chemische Analyse zu erhalten,wurden immer mehrere Bruchstücke ein und desselben Amphibolit-Körpers entnommen.Die Amphibolitproben ca.15-20 Kg) wurden mit dem Backenbrecher zu 3-6 mm Ø grobem Splitt zerkleinert,aus dem durch wiederholte Probenteilung etwa 100 g Splitt für die chemische und spektrochemische Analyse abgetrennt wurden. 50 g davon wurden aufbewahrt,der Rest in einem WIDIA-Gefäß einer Scheibenschwinkmühle zu analysefeinem Pulver verarbeitet (2 min Mahlzeit).

Um feststellen zu können,ob dabei durch Abnutzung des WIDIA-Gefässes vor allem Kobalt in die Analysensubstanz hineinkommt, wurde reines,Kobalt-freies Glaspulver gleichartig gemahlen und einer spektrographischen Analyse unterzogen.Die Ergebnisse waren dabei negativ.Der Rest des Splitts wurde fein gemahlen, gesiebt und geschlämmt,wobei die Kornfraktion 60-125 Mikron Korndurchmesser zur Abtrennung reiner Mineralfraktionen diente. Dies erfolgte magnetisch bzw.mit Hilfe von Schwereflüssigkeiten,wobei noch vorhandene Verwachsungen mit der Hand unter dem Binokular entfernt wurden.Die Reinheit der dabei gewonnenen Mineralfraktionen betrug über 99%.

Die chemische Analyse der untersuchten Proben

Alle Spurenelementbestimmungen wurden vom Verfasser durchgeführt,während der Hauptelementchemismus folgender 9 Proben

aus TROLL (1966 und 1969) entnommen wurde:

V-17=T-6329,V-18=T-6330,V-19=T-5125,V-24=T-5126,V-25=W-55, V-26=T-5837,V-36=T-6322,V-37=T-6320 und V-38=W-61.

Die emmisionsspektrographische Spurenelement-Bestimmung.

Die mit der WIDIA-Mühle gemahlene Analysensubstanz wurde in einer Achatschale mit spektralreinem Graphitpulver im Verhältnis 1:2 ca. 20 min lang vermischt,in eine Graphitelektrode gebracht und zum Vertreiben des Haftwassers ca. 10 min lang bei 400-600°C erhitzt.Diese Maßnahme verhinderte ein herausspringen der Analysensubstanz beim Anzünden des Kohlebogens.Die Wahl der Elektrode und Photoplatte wurde durch Probeaufnahmen bestimmt.Es wurde ein Leitproben-freies,quantitatives Verahren benutzt mit Palladium als Bezugselement (ca.300 ppm Pd im Graphit).Um bessere Ergebnisse zu erreichen wurde jede Probe dreimal aufgenommen und auf jede Platte noch zusätzlich das Eisenspektrum mit einem Siebenstufenfilter registriert,um die Plattengradation ermitteln zu können.
Das Aufsuchen der einzelnen Spektrallinien wurde dadurch erleichtert,daß bereits Spektrallehren zur Verfügung standen. Die Messung der Linien- und Untergrundschwärzung erfolgte mit Hilfe des Jenaer-Zeiss-Schnellphotometers.Es wurde am Gerät direkt die P-Transformation gemessen,so daß aufgrund des geradlinigen Veraufs der Schwärzungskurve auch schwächere Linien Verwendung finden konnten.Die Auswertung der P-Werte wurde mit dem Rechengerät ARISTO-RESPEKTRA durchgeführt,wobei gleichzeitig eine Korrektur des Untergrundes erfolgte.Zur Herstellung der Eichkurven Y/log c wurden die Standardgesteine GSP-I, AGV-I,BCR-I und PCC-I des U.S.Geological Survey und die ZGI-BM und ZGI-TB vom Zentralgeologischen Institut in Ostberlin verwendet.Die verwendeten Spektrallinien sind folgende:

Pd 3240.70,Pd 3404.78,Pb 2833.06,Cr 3021.56,4254.35,4289.72 V 3183.406,Cu 3247.54,Y 3327.38,Sc 3353.73,Co 3449.17, Sr 3464.36 Ni 3472.545 und Zr 3496.21 Å.

Rubidium und Lithium wurden im infraroten Bereich mit Cs als innerem Standard aufgenommen.Dabei zeigte sich sowohl für Rubidium als auch für Lithium eine sehr gute Übereinstimmung der ermittelten Werte zu denen,die flammenphotometrisch bestimmt wurden (s.nächstes Kapitel).Die Differenz der durch die 2 verschiedenen Analysenmethoden ermittelten Werte betrug nie mehr als 5 Relativprozent.

Die Reproduzierbarkeit der einzelnen Elemente ist sehr unterschiedlich.Die relativen Abweichungen sind für die verschiedene Elemente aus 15 Messungen ermittelt.

Es ist:Relative Abweichung C %=$\pm \frac{s}{x}$ 100,wobei x der arithmetische Durchschnitt und s die Standardabweichung ($s=\sqrt{\frac{\Delta d^2}{n-1}}$)ist. d ist die Abweichung vom Mittelwert und n die Zahl der Bestimmungen.Die relativen Standardabweichungen sind folgende: Cr $\pm$6.6%,V $\pm$4.0%,Co $\pm$6.0%,Ni $\pm$8.0% und Zr $\pm$5.0%.

Im folgenden sind die Aufnahmebedingungen der emmissionsspektrographischen Methode aufgeführt.

Spektrograph:	3.5 m Gitterspektrograph der Fa.R.S.V.
Spektralbereich:	2830-3530 Å
Gitter:	1800 Strich/mm
Gitterwinkel:	16°
Filter:	3-Stufenfilter mit 100%,30% und 5% Durchlässigkeit
Spaltbreite:	15 Mikron
Spalthöhe:	3.8 mm
Elektrodenabstand:	6 mm
Elektrode:	Ringsdorf RWI 0078
Stromstärke:	8 A
Schaltung:	anodisch
Photoplatte:	Agfa Gevaert Scientia 34 B 50
Entwicklung:	Rodinol 1:20,5 min Schaukelentwicklung bei 20 °C

Die Ermittlung des Hauptelementchemismus

Die quantitative Ermittlung der Hauptelemente erfolgte mittels naßchemischer Verfahren und durch die Röntgenfloureszenzanalyse (R.F.A.).Für die naßchemische Analyse von Sm.FeO,CaO, MgO,Na_2O,K_2O und P_2O_5 wurden 500 mg Substanz mit Flußsäure und Schwefelsäure aufgeschloßen,mit Salpetersäure oxydiert und mit dest.Wasser auf 250 ml verdünnt.Aus dieser Stammlösung wurden die einzelnen Oxyde folgendermaßen bestimmt:

K_2O,Na_2O,Rb und Li:	flammenphotometrisch
CaO und CaO+MgO:	potentiometrisch mit Titriplexlösung
Sm.FeO und P_2O_5:	photometrisch
FeO:	0.2 g Substanz wurden unter einer Schutzatmosphäre (CO_2),im Fluß- und Schwefelsäure gelöst und potentiometrisch mit Kaliumdichromat titriert.
H_2O^+:	Penfieldmethode

Für die spektrometrische Röntgenfloureszenzanalyse der Oxyde SiO_2,TiO_2,Al_2O_3,MnO,CaO und Sm.FeO stand ein Philips-Vakuum-Spektrograph mit Chrom- und Wolfram-Röhre zur Verfügung.Es wurden Tabletten hergestellt,die aus 800 mg Substanz,400 mg Innerem Standard ($SrCO_3$:Sc_2O_3:Sm_2O_3=57:2:1) und 2400 mg LiB_4O_7 (Flußmittel) zusammengesetzt waren.Um eine besonders gute Homogenisierung zu erreichen,wurde dieses Gemisch in Goldplatintiegel bei 1100 ^oC geschmolzen und mit der Achatmühle fein zermahlen,bevor es zu Tabletten gepreßt wurde. Zur Herstellung der Eichkurven wurden dieselben Standards verwendet wie bei der spektrographischen Spurenelementbestimmung (s.dort).Für die quantitative Auswertung wurde das Verhältnis von Impulsrate des zu bestimmenden Elements zu Impulsrate des Bezugselements errechnet,wobei der Untergrund berücksichtigt wurde.Bei der Messung der Proben betrug das Vakuum $1-2x10^{-1}$Torr.Herr Dipl.Geol.Th.Noussinanos bestimmte

die relative Standardabweichung für die Hauptelemente.Es ist: SiO_2=±0.83%,TiO_2=±0.56%,Al_2O_3=±1.5%,Fe_2O_3=±1.99%,FeO=±0.54%, MnO=±3.25%,MgO=±1.63%,CaO=±0.76%,Na_2O=±2.65%,K_2O=±1.04%.

Im folgenden sind die Messbedingungen der R.F.A.aufgeführt.

	Al,Si	Ca,Ti	Fe,Mn
Innerer Standard:	Sr(La)	Sc(Ka)	Sm(Lb),Sm(La)
Röhre:	Chrom	Chrom	Wolfram
Spannung/Heizstrom:	50 V/20 A	22 V/12 A	50 V/20 A
Kollimator:	coarse(grob)	fine(fein)	fine(fein)
Analysator:	PET	PET	LiF
Detektor:	Durchflußzähler(flow counter)		
Zähldauer:	2 min,1 min	1 min	1 min
Linie:	Al(Ka)145.06	Ca(Ka)45.20	Fe(Ka)57.45
	Si(Ka)109.20	Ti(Ka)36.67	Mn(Ka)62.91

Die Bestimmung der Anorthitgehalte der Plagioklase

Die Messung der Anorthitgehalte der Plagioklase erfolgte in erster Linie mit Hilfe der Zonenmethode nach RITTMANN.Diese Methode erwies sich als besonders wertvoll bei den Biotitamphiboliten,da in manchen Fällen dadurch Altplagioklase mit höherem Anorthitanteil erkannt werden konnten.Für den Rest der Plagioklase aus den Amphiboliten mit Kristallisationsschieferung,mit ihren höheren Anorthitgehalten,erwies sich die nach BAMBAUER et al.(1967) durchgeführte röntgenographische Methode als besonders schnell und vor allem zuverlässig, zumal relativ reines Plagioklaskonzentrat als Nebenprodukt der Hornblendetrennung zur Verfügung stand.Nach dieser Methode erfolgte die Plagioklasbestimmung mit Hilfe der Liniendifferenzen $\Delta(\theta)=2\theta_{1\,3\,1}-2\theta_{1\,\bar{3}\,1}$ und $\Delta(\theta)=2\theta_{\bar{2}\,4\,1}-2\theta_{\bar{2}\,\bar{4}\,1}$

Zur Kontrolle wurden 10 quantitative chemische Analysen durchgeführt (Tab.11),die Anorthitgehalte berechnet und mit den nach der obigen Methode ermittelten verglichen.Die Differenz betrug im Höchstfall ±2.0 Mol.-%.

Lebenslauf

Name	Vassilios Voultsidis
Geboren am	10.Februar 1941
in	Xanthi Griechenland
Eltern	Ioannis Voultsidis,Strickereiinhaber Katherina Voultsidis,geb.Dremsisi
Schulen	1947 bis 1953 Volksschule in Xanthi 1953 bis 1959 Gymnasium in Xanthi
Studium	Mai 1965 Diplomgeologen Vorprüfung Mai 1968 Diplomgeologen Hauptprüfung Seit Herbst 1968 Arbeit an der Dissertation Seit Oktober 1971 Stipendiat des DAAD
Berufsweg	September 1968 bis Mai 1969,Oktober 1969 bis Mai 1970 und Oktober 1970 bis Mai 1971 Wissenschaftlicher Mitarbeiter,Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München. Mai 1969 bis September 1969 und Mai 1970 bis September 1970 Exploration Géologique,Ministère des Richesses Naturelles,Québec,Canada.
Heirat	Verheiratet seit 8.11.1969 mit Marlene geb.Winderlich
Kinder	Michael,geb.am 15.1.1971